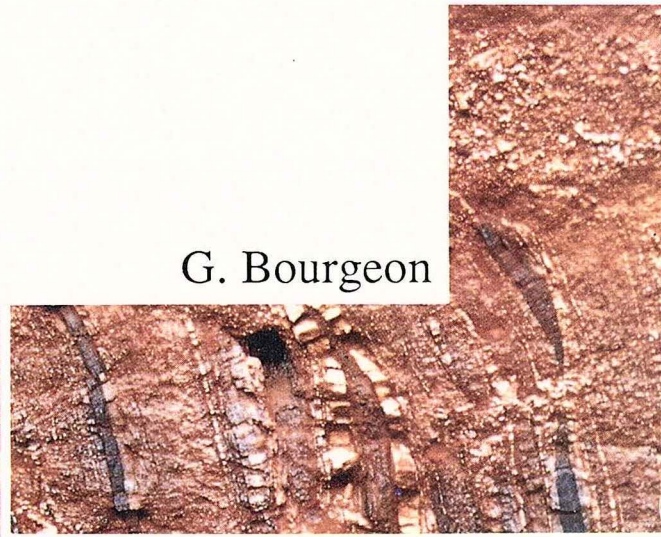
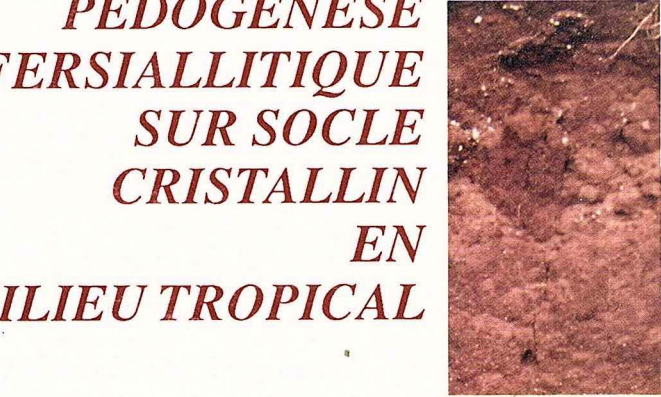
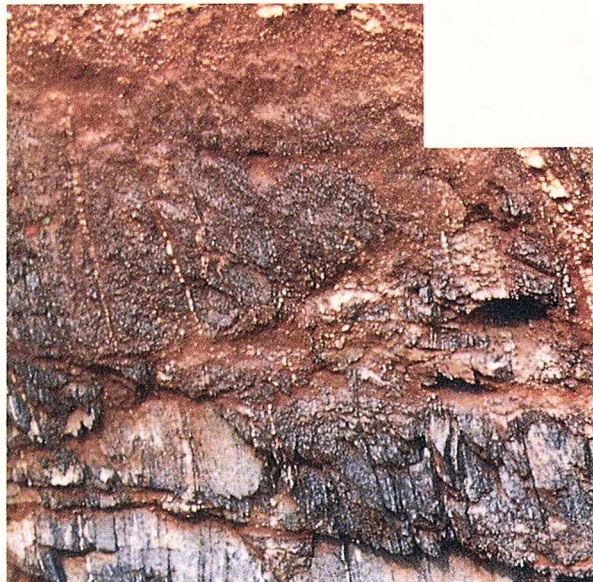
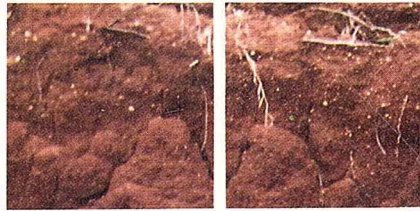


31

# LES SOLS ROUGES DE L'INDE PENINSULAIRE MERIDIONALE

*PEDOGENESE  
FERSIALLITIQUE  
SUR SOCLE  
CRISTALLIN  
EN  
MILIEU TROPICAL*

G. Bourgeon



publications du département d'écologie

INSTITUT FRANÇAIS DE PONDICHERY





**LES *SOLS ROUGES* DE L'INDE  
PENINSULAIRE MERIDIONALE**

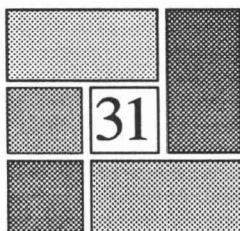




LES *SOLS ROUGES* DE L'INDE  
PENINSULAIRE MERIDIONALE

*PEDOGENESE FERSIALLITIQUE*  
*SUR SOCLE CRISTALLIN*  
*EN MILIEU TROPICAL*

G. Bourgeon



publications du département d'écologie  

---

INSTITUT FRANÇAIS DE PONDICHERY

*Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse soutenue le  
11 avril 1991 à l'Université Paris VI*

© Institut Français de Pondichéry, 1992

(ISSN 0073 - 8336)

Composition - Cellule d'édition IFP

Impression - All India Press, Pondichéry

Couverture - Conception : Françoise Boudignon



# Avant-propos

Le travail présenté ici concerne les « sols rouges » indiens et ce mémoire clôt six années passées en Inde; le choix du sujet résulte en fait d'une expérience beaucoup plus longue en pédologie tropicale.

C'est pour moi un agréable devoir d'exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui, par leurs enseignements, leurs conseils ou leurs encouragements, contribuèrent à l'élaboration de ce travail.

A l'Institut National Agronomique, en 1970, Pierre HOREMANS a joué un rôle décisif dans l'orientation de ma carrière; au cours de la seconde année d'études, celle où l'on cherche sa voie, il allait me montrer la mienne; je tiens aujourd'hui à lui exprimer ma gratitude.

Pendant l'année de DEA qui a suivi, j'ai eu la chance d'être guidé par une équipe de Professeurs dont je garde le meilleur souvenir. Grâce aux cours de M. Georges AUBERT, j'ai alors fait connaissance avec les sols tropicaux. Parallèlement, l'enseignement de géochimie dispensé par M. Georges PEDRO me permettait d'entrevoir les grandes lois de répartition des sols et c'est tout naturellement vers lui que je me suis tourné quand il m'a fallu, ensuite, renouer avec ces questions. J'ai alors retrouvé la même vision globale des problèmes pédologiques ainsi qu'un accueil extrêmement bienveillant. Il a accepté de diriger mon travail de thèse et ne m'a jamais épargné son temps; ainsi ai-je pu profiter de ses larges connaissances, aussi bien lors de la mission qu'il a effectué en Inde que, par la suite, au cours de nombreuses et fructueuses discussions à Paris, pour la mise au point et la correction de ce mémoire; de tout cela, je lui suis profondément reconnaissant.

C'est après une quinzaine d'années d'"itinérances" africaines, dans le cadre des activités du Service Pédologie de l'IRAT, que j'ai eu la chance d'être intégré à la section "Ecologie" de l'Institut Français de Pondichéry. S'il est habituel pour un Pédologue de l'IRAT de travailler sur les sols africains, il est plus rare pour lui de pouvoir acquérir une connaissance approfondie des sols d'une autre partie du monde tropical. Cette expérience je la dois tout d'abord à ceux qui ont su me convaincre de l'intérêt d'un séjour long à Pondichéry :

— Bernard FOURNIER, l'enseignant, l'ami et l'instigateur de ce tournant important dans mes activités;

— Jean-Pierre TROY qui a su, dès notre première rencontre, me faire partager son immense intérêt pour l'Inde et ses sols;

— Jean KILIAN, mon "patron" au service pédologique de l'IRAT, qui ne m'a jamais ménagé ses encouragements pour accepter ce poste à Pondichéry;

— M. Claude CHARREAU, dès le début persuadé de l'intérêt de ce séjour et qui, le premier, m'a suggéré de m'intéresser aux « sols rouges » qui l'intriguaient pour de multiples raisons.

Je voudrais évoquer ici la mémoire de M. Pierre LEGRIS qui m'a accueilli à l'Institut Français de Pondichéry qu'il dirigeait à l'époque de mon arrivée et qui m'a fait bénéficier de conditions de travail exceptionnelles.

Parmi les personnes qui m'ont ensuite aidé directement dans ce travail, je remercie plus particulièrement :

— M. Adrien HERBILLON, Directeur du Centre de Pédologie Biologique de Nancy, dont la perspicacité en matière de minéralogie des argiles force mon admiration.

— Jean-Pierre PASCAL, spécialiste des forêts du sud de l'Inde, aujourd'hui Directeur de l'Institut Français de Pondichéry, dont j'ai pu apprécier la pertinence de vues et les qualités humaines.

— Claude MARIUS, le "mangrovien" de l'ORSTOM, qui a été pendant de nombreuses années mon correspondant attentif à l'Institut de Géologie de Strasbourg; il m'a toujours été de bon conseil, c'est à lui que je dois les premiers "rayons X" sur mes « sols rouges ».

— François TOUTAIN, du Centre de Pédologie Biologique de Nancy, qui a su attirer mon attention sur la vie dans les sols.

— Philippe LARQUE, de l'Institut de Géologie de Strasbourg, dont la collaboration pour les problèmes de minéralogie m'a été aussi précieuse qu'indispensable; son aide a d'ailleurs bien souvent dépassé le cadre déjà large de la minéralogie.

Pour leur aide ou leurs conseils, je voudrais aussi exprimer ma reconnaissance à Paul FALLAVIER et Michel FORTIER du CIRAD de Montpellier, à James ROUILLER et Emmanuel JEANROY du Centre de Pédologie Biologique de Nancy, ainsi qu'à Philippe KARCHER et Gabrielle ERHET de l'Institut de Géologie de Strasbourg .

J'ai une pensée toute particulière pour Roger BERTRAND, mon collègue à l'IRAT, avec lequel j'ai partagé beaucoup d'idées lors de nos escales montpelliéraines communes.

Je dois aussi beaucoup à toute l'équipe de mes collaborateurs à l'Institut Français de Pondichéry : P. ARUMUGAM, le réalisateur des nombreuses analyses; A. G. PETRUS et S. KESSAVANNE, les dessinateurs; A. K. ARUMUGAM le chauffeur et complice de nombreuses tournées de terrain... Sans eux, ce travail aurait été impossible.

Enfin, je tiens à exprimer toute ma gratitude aux Professeurs qui me font aujourd'hui l'honneur de juger ce travail.

---



# Introduction générale

Avant de présenter plus en détail les « sols rouges » du sous-continent indien, il convient de préciser l'origine de leur dénomination à la fois si ambiguë et si peu précise.

On s'accorde généralement pour faire remonter la première véritable classification générale des sols en Inde à des travaux réalisés à la fin du 19<sup>e</sup> siècle : ceux de VOELCKER (1893) et de LEATHER (1898) sont les plus fréquemment cités (par LEGRIS, 1963; RAYCHAUDHURI et GOVINDA RAJAN, 1971; ou encore GOVINDA RAJAN et GOPALA RAO, 1978). Les « sols rouges » sont, dès cette époque, reconnus comme l'un des quatre types majeurs; les autres étant les sols noirs, les sols latéritiques et les sols alluviaux.

En Inde, les habitants des régions où les « sols rouges » constituent une part importante de la couverture pédologique n'ont pas attendu les premiers travaux scientifiques pour identifier ces sols, de nombreux termes vernaculaires existent pour les désigner. Si l'on ne s'intéresse qu'à ceux rapportés par BUCHANAN (1807), on peut mentionner *Cabbay*, *Kempu bumi* ou encore *Kingalu*. Le sol ne sera cependant désigné comme rouge, ou du moins les termes qui servent à le désigner ne seront traduits comme tel, que s'il ne présente pas d'autres propriétés importantes : texture excessivement sableuse ou pierrosité élevée. Dans le cas contraire, il portera une dénomination particulière. Ces appellations diverses, qui dans une large mesure ne concernent que l'horizon de surface, ne pouvaient en aucun cas constituer la base d'une classification scientifique. Elles n'ont pas eu non plus la notoriété internationale des termes *latérite* (créé en Inde par Buchanan, 1807) ou *régur* [nom vernaculaire des sols noirs employé en 1838 par NEWBOLD dans une publication scientifique (cité par RAYCHAUDHURI et GOVINDA RAJAN, 1971)].

De la fin du 19<sup>e</sup> siècle jusque vers 1960, les études sur les sols indiens se succèdent, chaque auteur attachant une importance primordiale à l'un ou l'autre des différents facteurs de la pédogenèse. Ainsi, pour le géologue WADIA (1953), les « sols rouges » sont les sols typiques qui se développent sur socle archéen et il précise même que les sols se formant sur roche calcaire sont différents des « sols rouges ». Les sols latéritiques formés sur socle sont aussi considérés comme "génétiquement différents" des « sols rouges » malgré leur couleur; une différence due au climat ou au paléoclimat est donc ainsi introduite, mais de façon non explicite.

En 1964 RAYCHAUDHURI propose un inventaire des sols indiens répartis en 28 groupes et 27 unités cartographiques (échelle de la carte : 1/9 000 000), les « sols rouges » sont dans cet inventaire qualifiés de « ferrugineux ». Cet auteur propose aussi de distinguer deux types morphologiques dans les « sols rouges » en fonction de la texture (*red loam* et *red earths*), mais il n'en tient pas compte dans sa cartographie. Cette subdivision n'apparaîtra que plus tard dans la carte publiée par GOVINDA RAJAN en 1973; les « sols rouges » sont alors répartis dans 4 unités cartographiques<sup>1</sup> : les sols rouges sableux (330 190 km<sup>2</sup>), les sols rouges limoneux (213 271 km<sup>2</sup>), l'association sols rouges - sols jaunes (403 651 km<sup>2</sup>) et l'association sols rouges - sols noirs (162 255 km<sup>2</sup>).

Tous ces travaux n'ont jamais abouti à une définition précise des « sols rouges » et l'influence du climat sur la genèse des sols n'a jamais été correctement prise en compte; RAYCHAUDHURI et GOVINDA RAJAN (1971) ont même exprimé une opinion extrême selon laquelle l'influence du climat sur la pédogenèse se manifestait mal en Inde.

Depuis l'adoption par l'Inde de la *Soil Taxonomy*, le terme « sols rouge » n'est officiellement plus utilisé en classification. Dans un système tel que la *Soil Taxonomy* il est bien sûr possible et même facile de classer ces sols, mais le résultat ne doit pas être très satisfaisant puisque les anciennes dénominations sont souvent utilisées malgré leur imprécision manifeste. « Sols rouges » et « sols latéritiques » ne sont que rarement dissociés au niveau des présentations synthétiques des sols en Inde (MURTHY *et al.*, 1982); c'est d'ailleurs sous le titre "*Distribution, Classification and Management of Red and Lateritic soils of India*" que s'est réuni le dernier séminaire national consacré à ces sols<sup>2</sup>.

La majorité de la communauté scientifique française ayant travaillé en Inde, notamment les auteurs des cartons "sols" de la Carte Internationale du Tapis Végétal<sup>3</sup>, a assimilé les « sols rouges » indiens à des *sols ferrugineux tropicaux*. Les causes de cette assimilation ont déjà été analysées (BOURGEON, 1987 a); elles tiennent à l'histoire de la classification française des sols tropicaux qui n'a longtemps laissé le choix qu'entre la catégorie<sup>4</sup> des *sols ferrallitiques* et celle des *sols ferrugineux tropicaux* pour classer un sol tropical à sesquioxydes de fer bien individualisés (DUCHAUFOR, 1957; AUBERT, 1965).

La définition des *sols ferrugineux tropicaux* ayant beaucoup évolué au cours de ces vingt dernières années, l'assimilation des « sols rouges » indiens à cette catégorie paraît aujourd'hui aberrante (BOURGEON, 1987 a). Le terme « sols rouge » sera donc conservé dans ce mémoire, car il n'existe pas de catégorie bien adaptée pour eux dans la classification française de 1967; il sera employé avec guillemets dans tout le texte.

\*

\* \*

Les « sols rouges » de la péninsule indienne ont donc fait l'objet, depuis très longtemps, de multiples travaux. La consultation de l'une des dernières synthèses sur la recherche en science du sol en Inde (DIGAR et

---

<sup>1</sup> Les superficies indiquées entre parenthèses sont celles annoncées par RAYCHAUDHURI et GOVINDA RAJAN, In : GOVINDA RAJAN et GOPALA RAO, 1978.

<sup>2</sup> National Workshop on Red & Lateritic Soils of India; Distribution, Classification & Management. Bangalore, 5-10 Novembre 1990; organisé par le National Bureau of Soil Survey and Land Use Planning (Indian Council of Agricultural Research).

<sup>3</sup> GAUSSEN *et al.*, 1961, 1963, 1964 a, 1964 b, 1966 a, 1966 b, 1970, 1974.

<sup>4</sup> Ces deux types de sols n'ont pas toujours eu la même position hiérarchique dans la classification : les *sols ferrallitiques* étaient placés au niveau de la classe, alors que les *sols ferrugineux tropicaux* n'étaient qu'une sous-classe des *sols ferrugineux de climat chaud* dans la classification de G. AUBERT et Ph. DUCHAUFOR en 1956; en 1965, G. AUBERT fait des deux types de sols deux sous-classes de la classe des *sols à sesquioxydes et à matière organique rapidement minéralisée*.



BARDE, 1982) permet de trouver de nombreuses références ayant trait à l'étude de ces sols; ces références sont même si nombreuses qu'il serait fastidieux de les rappeler ici.

L'opinion qui prévaut aujourd'hui concernant la genèse des « sols rouges » est qu'ils dérivent de la transformation d'héritages « latéritiques » plus ou moins remaniés (MURALI *et al.*, 1974; RENGASAMY *et al.*, 1978; DIGAR et BARDE, 1982). On doit cependant noter que cette opinion est relativement récente et que la recherche sur la genèse de ces sols est un domaine peu exploré. Le sujet ne semble en effet pas avoir suscité beaucoup d'intérêt dans un pays où la plupart des études de science du sol restent orientées vers l'application immédiate et, le plus souvent, vers la gestion de la fertilité.

Cette opinion, publiée dans des revues internationales, ne vient pas, bien au contraire, à l'encontre d'une assimilation des « sols rouges » aux *sols ferrugineux tropicaux*. Il ne faut donc pas s'étonner si, récemment encore, les auteurs français de cartes pédologiques à l'échelle mondiale ont été amenés à assimiler les « sols rouges » indiens aux *sols ferrugineux tropicaux* (ESCHENBRENNER *et al.*, 1984) ou les ont cartographiés avec les *latérites* (NAHON, 1990). Il n'y a guère eu que BOULAIN (1975), en France, pour signaler l'abondance de «sols rouges tropicaux» dans le domaine tropical à longue saison sèche indien et les différencier clairement des *sols ferrugineux tropicaux*.

C'est en 1985 que j'ai eu, pour la première fois, l'occasion de voir et d'étudier les «sols rouges » indiens. J'ai très vite été intrigué par nombre de faits qui m'ont amené à penser que certains de ces sols étaient plutôt le produit d'une pédogenèse originale que celui de l'évolution polyphasée d'un matériau «latéritique» (ferrallitique constituerait d'ailleurs une dénomination plus correcte). Ce point de vue, étayé par l'analyse sommaire de quelques profils, a été publié en 1987 (BOURGEON, 1987 *a* et *b*) et, dès cette date, l'accent était mis sur les différences existant entre couvertures pédologiques indienne et africaine.

Les processus évolutifs qui peuvent permettre, dans les conditions climatiques actuelles<sup>1</sup> de l'Inde péninsulaire, la formation des « sols rouges » restaient à préciser.

La zone des sols rouges, **c'est-à-dire à peu près l'ensemble de l'Inde péninsulaire**, ne pouvant être étudiée dans sa totalité, il était nécessaire d'imposer des limites plus restreintes à cette recherche :

— limites géographiques, pour des raisons d'accessibilité depuis Pondichéry, seuls les « sols rouges » du sud de l'Inde pouvaient être retenus;

— limites géologiques, les « sols rouges » formés sur socle cristallin ont été les seuls envisagés. Les roches constituant le socle de l'Inde étant des roches assez communément représentées dans d'autres parties du monde tropical, l'étude des sols qui s'y développent pouvait aussi favoriser des comparaisons ultérieures;

— limites morphopédologiques, le choix d'une région dépourvue d'héritages ferrallitiques importants s'imposait pour démontrer que les sols rouges peuvent se former indépendamment de ce type d'héritages.

Il a donc fallu sélectionner des sites pour cette étude et les différents travaux entrepris dans le cadre des programmes de l'Institut Français de Pondichéry (BOURGEON et PASCAL, 1986; BOURGEON 1988 et 1989) ont constitué une base de départ idéale à ce propos.

\*

\* \*

---

<sup>1</sup> Ou proches des conditions climatiques actuelles c'est-à-dire sans remonter à des périodes très humides et ferrallitiques du Tertiaire. Il ne s'agit en aucun cas de nier que les «sols rouges», par ailleurs très évolués, puissent avoir un âge important, mais de montrer que l'existence d'une longue période climatiquement pas très différente de l'actuelle puisse suffire à en expliquer la formation.

C'est une contribution à l'étude de certains processus de formation des « sols rouges » qui est présentée ici et, plus généralement, une contribution à la connaissance des ces sols et du type de pédogenèse qu'ils illustrent.

La première partie de ce mémoire sera consacrée à la présentation des principaux "facteurs de la pédogenèse" :

- présentation succincte à l'échelle de l'Inde péninsulaire prise dans son ensemble,
- présentation plus détaillée de la région retenue pour cette étude.

Cette présentation à deux niveaux permettra :

- d'ébaucher quelques règles générales de répartition des « sols rouges » en fonction des facteurs de la pédogenèse;
- de choisir des sites d'étude et de juger de leur représentativité.

L'une des caractéristiques intéressantes de la péninsule indienne est d'offrir des transitions climatiques extrêmement rapides; la région retenue pour cette étude a donc été sélectionnée de façon à couvrir une large gamme de pluviosités.

C'est la démarche morphopédologique<sup>1</sup> (BERTRAND, 1972; KILIAN, 1972, 1974; TRICART, 1974) qui a ensuite été utilisée pour identifier et caractériser différents types de « sols rouges » : la couverture pédologique a été compartimentée en unités morphopédologiques élémentaires (portions de versant); puis des profils représentatifs ont été analysés pour certains des compartiments identifiés.

Ce travail de caractérisation et d'analyse s'est fait en deux temps :

- caractérisation détaillée de toposéquences de « sols rouges » de la zone semi-aride : elle constituera la seconde partie de ce mémoire.
- caractérisation des « sols rouges » d'une séquence climatique qui conduit de la zone semi-aride précédente à la zone humide, ferrallitique, voisine : ce sera l'objet de la troisième partie.

La quatrième et dernière partie sera réservée aux interprétations générales et aux conclusions.

---

<sup>1</sup> GAUCHER (1972) donne la définition suivante de l'unité morphopédologique : *"l'unité morphopédologique représente un territoire dans lequel une unité géomorphologique correspond exactement à un type de sol ou à une association de types de sols"*. Cette définition, remarquable par sa simplicité, correspond bien aux unités morphopédologiques qui ont été considérées ici.

*Première partie*

# **LE MILIEU NATUREL**



# Introduction

Le milieu naturel sera présenté à travers deux chapitres :

— le premier rappellera les caractéristiques générales de l'Inde péninsulaire et précisera la distribution des « sols rouges »;

— le second abordera l'étude des caractéristiques particulières du sud du plateau de Mysore où seront étudiés plus précisément les « sols rouges » de l'Inde péninsulaire méridionale.





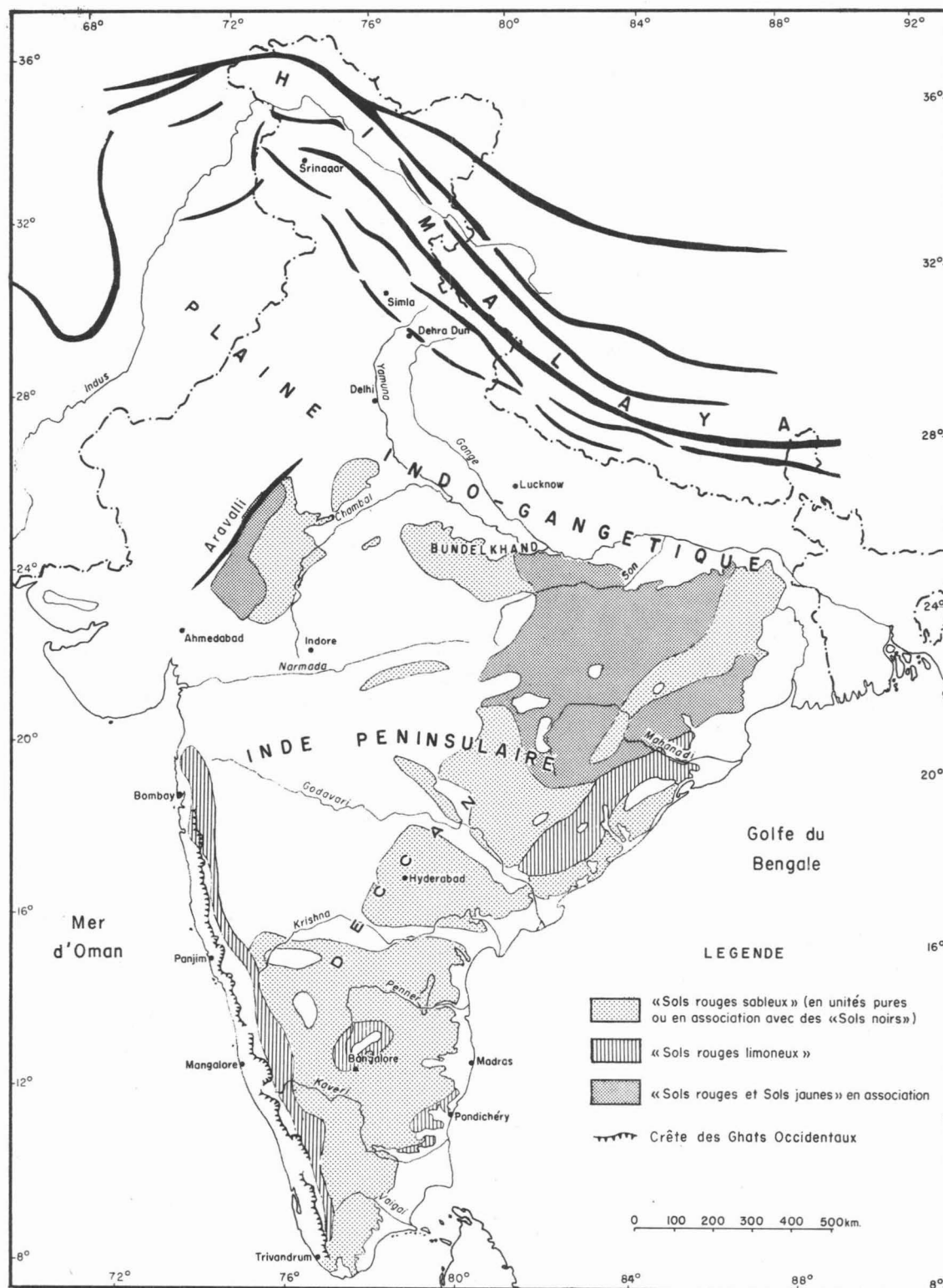


FIG. 1. Grandes unités physiographiques et localisation des « sols rouges » en Inde (Source : A Social and Economical Atlas of India, 1987).

# 1

## **Caractéristiques générales de l'Inde péninsulaire et répartition des « sols rouges »**

### **I — LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DES « SOLS ROUGES »**

Les trois principales unités physiographiques du sous-continent indien (Fig. 1) sont la région himalayenne au nord, la plaine indo-gangétique au centre et l'Inde péninsulaire au sud.

L'Inde péninsulaire est limitée au nord par la chaîne des Aravalli et les plateaux du Bundelkhand. Elle s'étend entre les 8<sup>e</sup> et 25<sup>e</sup> parallèles de latitude nord. La péninsule est divisée en deux parties inégales par un graben orienté grossièrement est-ouest qu'empruntent les rivières Narmada et Son. Ce fossé sépare les Hautes Terres Centrales du nord de celles du sud constituées par le plateau du Deccan.

Les principales unités physiographiques ont été reportées sur la figure 1 qui comporte aussi la reproduction partielle d'une carte des sols généralisée basée sur celle de GOVINDA RAJAN (1973) (pour simplifier la représentation, l'association sols rouges - sols noirs, constituée de très petites unités cartographiques à l'échelle de la figure, a été regroupée avec les sols rouges sableux). En se référant à cette figure, il est aisé de constater que la plupart des « sols rouges » sont localisés en Inde péninsulaire, au sud du fossé Narmada - Son.

## II — MODELE GENERAL DE L'INDE PENINSULAIRE MERIDIONALE

### A - MODELE GENERAL, HYDROGRAPHIE ET HYPSONETRIE

Le plateau du Deccan est basculé vers l'est et l'Inde péninsulaire méridionale apparaît pour cette raison comme fortement dissymétrique. La ligne générale de partage des eaux entre l'est (golfe du Bengale) et l'ouest (mer d'Oman) est située à proximité de la côte ouest, elle coïncide le plus souvent avec la crête des Ghâts Occidentaux (Fig. 2). Les principales rivières qui drainent le plateau sont, du nord au sud, la Godavari, la Krishna, la Penner et la Kaveri. Les Ghâts Occidentaux, ou Sahyadri, forment un escarpement presque continu à la limite ouest de ce plateau entre 8° et 21°N et isolent une étroite frange côtière ouest. Les points les plus hauts de la péninsule sont constitués par le massif des Nilgiri (2 637 m au Dodda Betta) et par le bloc des Palni - Anaimalai (2 695 m au pic d'Anaimudi) qui sont tous deux situés dans l'axe des Ghâts Occidentaux et sont séparés par la trouée de Palghat, seule interruption importante dans les Ghâts Occidentaux.

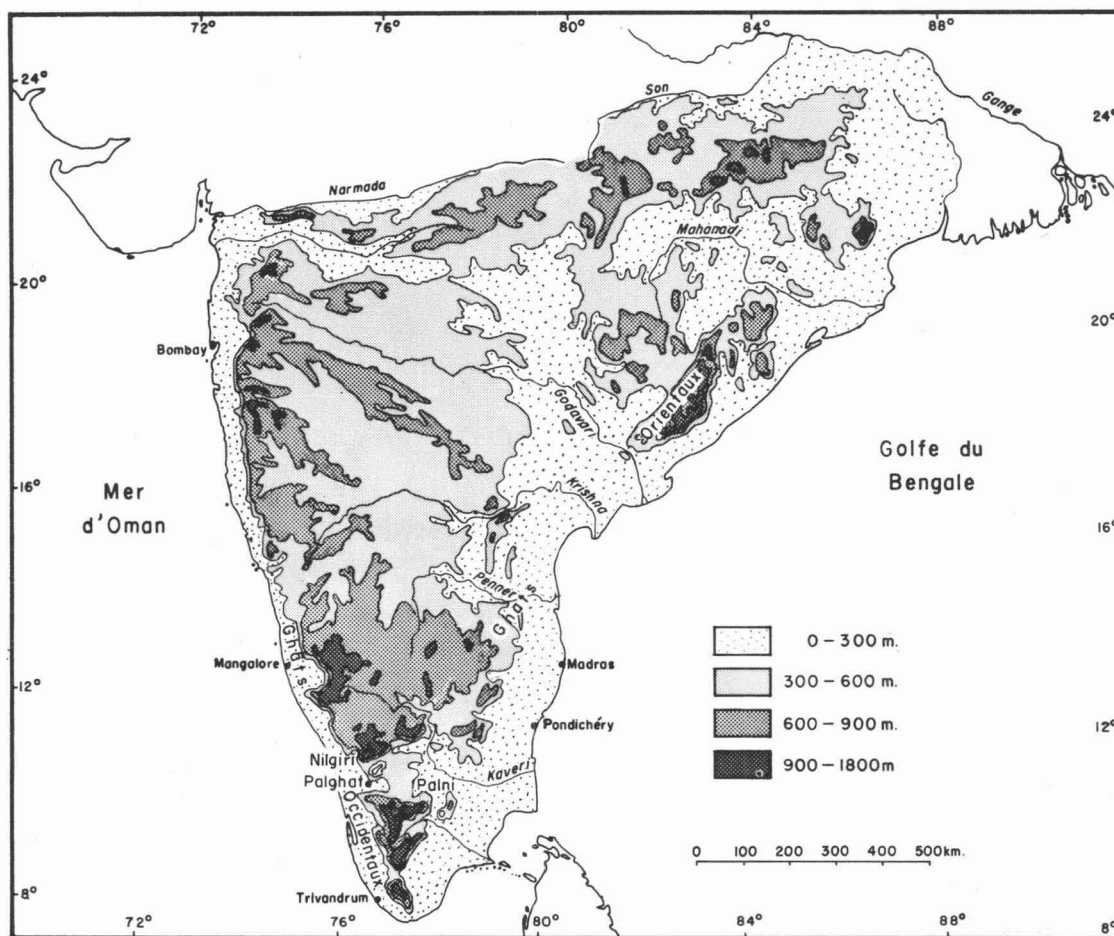


FIG. 2. Inde péninsulaire méridionale : carte hypsométrique et hydrographique (Source : A Social and Economical Atlas of India, 1987).

Un ensemble de reliefs borde le plateau du Deccan à l'est; par symétrie avec la bordure occidentale on les désigne sous le nom de Ghâts Orientaux; la symétrie s'arrête au vocabulaire, car ces reliefs ne forment jamais une barrière continue à l'est du plateau et le passage du plateau à la zone côtière orientale s'effectue, en de nombreux points, sans rupture de pente perceptible.

## **B - HYPOTHESES SUR L'EVOLUTION DU MODELE : PLACE DES « SOLS ROUGES »**

On s'est, depuis longtemps, interrogé sur l'origine des Ghâts Occidentaux et sur celle des massifs des Palni et Nilgiri.

Certains auteurs ont privilégié la tectonique cassante et l'action d'importants rejets de failles. C'est ainsi qu'AHMAD (1972) explique la morphologie générale des Ghâts Occidentaux et qu'AROGYASWAMY (1967) ou DEMANGEOT (1973) expliquent celle des Nilgiri, ce dernier auteur n'hésite pas à suggérer des rejets de faille de 2000 m.

D'autres auteurs ont fait intervenir des déformations plus globales et de plus grande ampleur du socle liées à l'évolution du supercontinent de Gondwana. Très tôt, dès 1967, VAIDYNADHAN (1967) avait suggéré l'existence d'une flexure à large courbure pour expliquer la morphologie de la bordure ouest de la péninsule, il situait l'axe de ce bombement au large de la côte ouest. Cette conception était partagée par RADHAKRISHNA (1967), qui interprétait les Ghâts Occidentaux comme le résultat du retrait par "érosion régressive" de la limite ouest de ce que l'on appellerait aujourd'hui la plaque indienne (*The western hedge of the Peninsula after break up...*).

Cette vue très schématique de l'évolution a pu être améliorée grâce aux nombreuses études réalisées pour la prospection pétrolière. La dissymétrie du Deccan semble bien dater du Jurassique et jusqu'au Trias l'écoulement des rivières se faisait vers le nord (actuel) de la péninsule (CASSHYAP, 1979). Le changement de direction de cet écoulement implique un bouleversement dans l'organisation générale du relief; ce premier bouleversement, qui était peut être un premier bombement situé dans l'axe des Ghâts Occidentaux ou plus à l'ouest, est aujourd'hui difficile à reconstituer; il serait concomitant de l'importante activité tectonique ayant régné sur le supercontinent de Gondwana avant sa rupture totale (CASSHYAP, 1979). De nombreux autres mouvements, soulèvements et effondrements, semblent avoir ensuite affecté la bordure occidentale de la plaque indienne au Tertiaire (DESIKACHAR, 1979) parmi lesquels il faut signaler le soulèvement à l'origine de la flexure de Panvel dans la région de Bombay.

Pour expliquer l'origine des massifs des Nilgiri et des Palni, VAIDYNADHAN (1977) propose une explication complexe faisant intervenir un soulèvement régional d'ensemble suivi par des mouvements de failles. Plus récemment, SUBRAMANIAN et MURALEEDHARAN (1985) accordent encore plus d'importance à un soulèvement d'ensemble d'axe est - ouest et attribuent les failles, ou plutôt les fractures, à des tensions résultantes dans le socle; elles seraient donc une conséquence du soulèvement. Dans cette conception la trouée de Palghat située entre les deux massifs représenterait l'ancien point le plus haut et le plus fragile de la zone soulevée et aurait été dégagée par l'érosion. Cette hypothèse explicative semble en accord avec les anomalies gravimétriques constatées régionalement; elle explique aussi que les altitudes des deux massifs soient sensiblement égales de part et d'autre de la trouée, mais elle suppose l'ablation d'environ 2 000 m de roche depuis le soulèvement qui daterait du Crétacé selon ces deux auteurs. Le soulèvement lui-même aurait pour origine le passage de la plaque indienne au-dessus d'un point chaud au cours de sa dérive; il s'agit bien entendu d'une hypothèse.

Quelles que soient les explications avancées sur l'origine des Palni et des Nilgiri, les différents auteurs s'accordent généralement pour considérer que la morphologie sommitale des deux massifs est héritée du Jurassique; ces sommets représentent donc de ce fait les plus anciennes surfaces du sud de l'Inde.

Pendant la dérive vers le nord de la péninsule indienne le plateau du Deccan a acquis, sous l'action de processus d'altération et d'érosion continentaux, sa morphologie générale actuelle de pénéplaine. Les « sols rouges » sont tous localisés au niveau du plateau et de la zone côtière orientale; ils sont absents de la zone côtière occidentale ainsi que des massifs des Palni et des Nilgiri.

### III — LE CADRE GEOLOGIQUE

#### A — GENERALITES

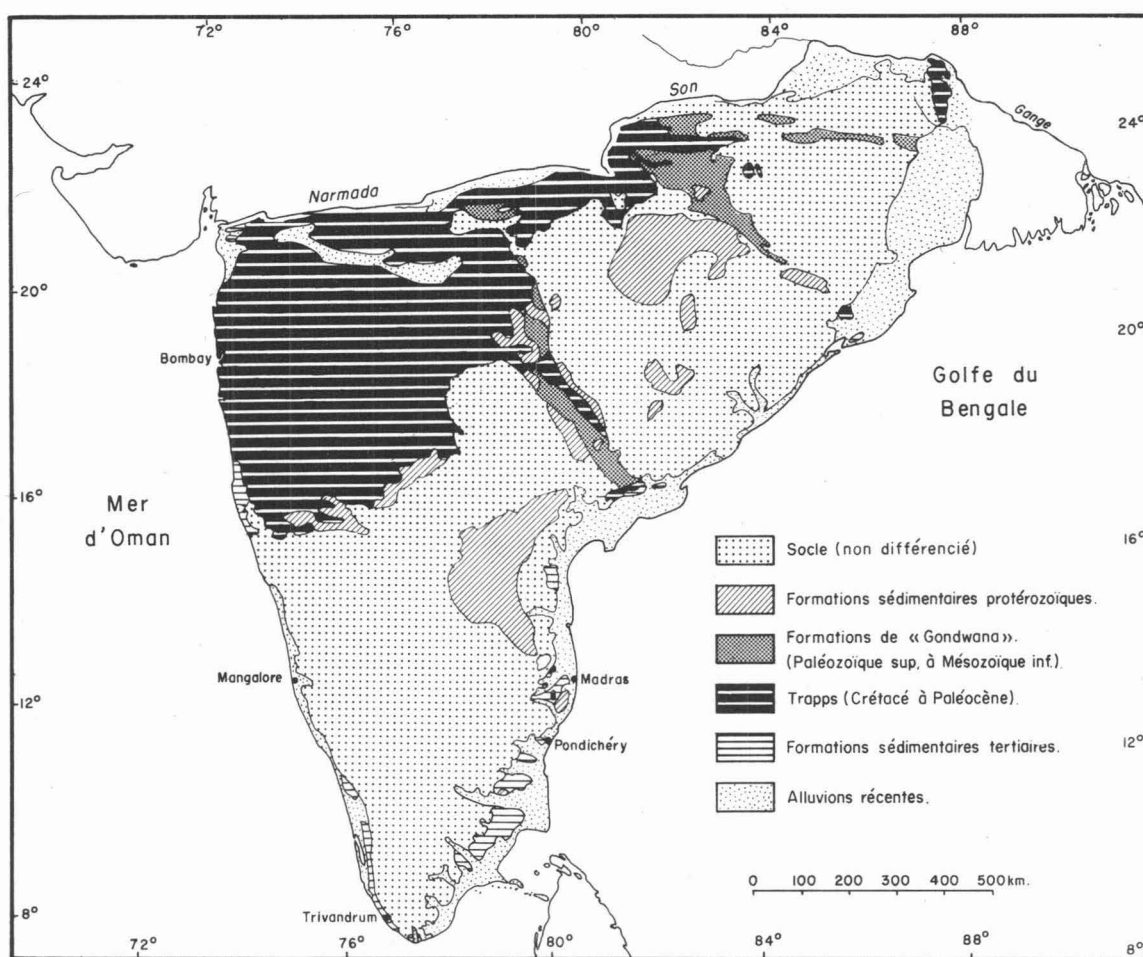


Fig. 3. Inde péninsulaire méridionale : carte géologique simplifiée (*Sources* : Geological Map of India, 1949, in WADIA, 1953; Geological and Mineralogical Map of Kerala, 1970; Geological and Mineralogical Map of Tamil Nadu and Pondicherry, 1969; Geological and Mineralogical Map of Karnataka and Goa, 1981; Geological and Mineralogical Map of Madhya Pradesh, 1969; Geological and Mineralogical Map of Uttar Pradesh, 1971; Geological and Mineralogical Map of Bihar, 1972.)

Le substratum géologique de l'Inde péninsulaire est, pour une grande partie, formé par un socle cristallin. Ce socle, essentiellement constitué de roches précambriennes, affleure au sud et à l'est (Fig. 3).

Il est partiellement recouvert :

— à l'est, par les formations du Cuddapah et du Vindhyan (quartzites, schistes et marbres) d'âge Précambrien à Cambrien ainsi que par des sédiments du Groupe du Gondwana dont les dépôts s'étagent du Carbonifère au Crétacé,

— au nord-ouest, à partir du 16<sup>e</sup> parallèle, par les basaltes du Deccan dont les épanchements se sont poursuivis de la fin du Crétacé au début du Tertiaire.

Une faible partie des franges côtières est formée de roches sédimentaires secondaires et tertiaires.

La comparaison de la carte géologique (Fig. 3) et de la carte pédologique (Fig. 1) montre que les « sols rouges » formés sur socle constituent la très grande majorité des « sols rouges » indiens. Sur basalte notamment, il n'en existe qu'une très étroite bande. Il convient maintenant de présenter le socle plus en détail.

## **B — LES GRANDES SUBDIVISIONS DU SOCLE PRECAMBRIEN INDIEN, CONCEPTIONS RECENTES**

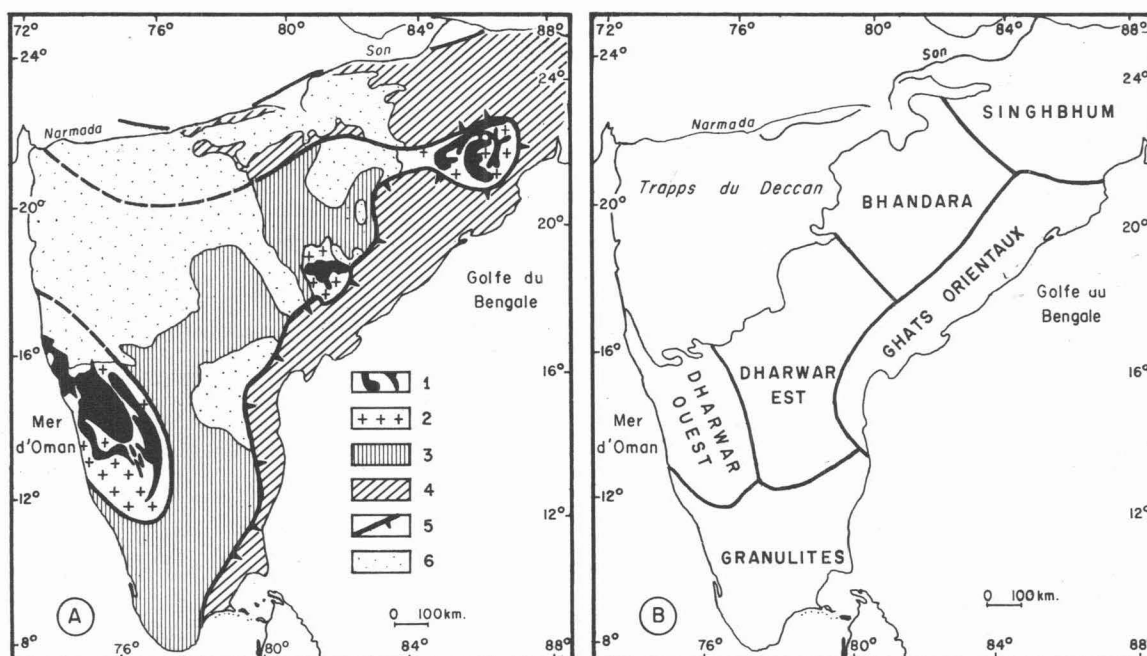
Les subdivisions du socle cristallin qu'indiquent les anciennes cartes géologiques générales, par exemple celle de WADIA (1949), sont essentiellement d'ordre pétrographique. Plusieurs grands ensembles de roches sont reconnus : granites, charnockites, khondalites, séries volcano-sédimentaires et socle indifférencié dans lequel se retrouvent tous les gneiss.

Les premières datations isotopiques du socle ont été réalisées par HOLMES (1955, cité par PICHAMUTHU, 1985), elles ont rapidement été suivies de nombreuses autres (CRAWFORD, 1969). Elles confirment que la plupart des grands ensembles pétrographiques et métamorphiques, notamment les gneiss, sont très hétérogènes et ont été mis en place lors de phases successives. D'autres études, notamment celles des anomalies de la gravité, viennent compléter ces informations. En 1971, PICHAMUTHU esquisse les grandes lignes de la géochronologie du socle indien et, en 1980, SARKAR propose une reconstitution chronostratigraphique du socle basée sur l'ensemble des datations disponibles.

Depuis 1980, trois ouvrages majeurs sur la géologie du socle indien ont été publiés. Celui édité par SWAMI NATH et RAMAKRISHNAN (1981) intéresse uniquement le sud du Karnataka alors que celui édité par NAQVI et ROGERS (1983) concerne l'ensemble du sud de l'Inde; le troisième ouvrage, de NAQVI et ROGERS (1987), traite de tout le précambrien indien. Il a semblé important de donner ici un bref aperçu de ces conceptions récentes qui permettent de mieux comprendre la grande hétérogénéité du socle indien.

La synthèse la plus actuelle de ces différentes données est proposée par NAQVI et ROGERS (1987). La carte géologique synthétique de l'Inde péninsulaire de RADHAKRISHNA et NAQVI (1986), reproduite ici (Fig. 4A), illustre les conceptions récentes sur la structure géologique du socle en Inde. L'évolution du socle indien semble s'être faite à partir de plusieurs nucléi et, par accréation, a abouti à trois protocontinents appelés protocontinents de Dharwar, de Singhbhum et d'Aravalli, ce dernier constituant les Hautes Terres Centrales du nord. Le socle indien actuel ne semble avoir formé un tout qu'à partir du début du Protérozoïque [RADHAKRISHNA et NAQVI (1986) arrivent à cette conclusion en se basant sur la ressemblance des sédiments de cette époque en diverses parties de la péninsule], c'est-à-dire après la mise en place des grandes masses gneissiques et granitiques de l'Archéen. Plusieurs phases de cratonisations ont été distinguées et NAQVI et ROGERS (1987) individualisent sept cratons différents, dont six forment l'Inde péninsulaire méridionale (Fig. 4B).





**Fig. 4.** Inde péninsulaire méridionale : structure géologique du socle. **A** - Les différentes provinces continentales constitutives du socle de l'Inde péninsulaire (d'après RADHAKRISHNA et NAQVI, 1986, in NAQVI et ROGERS, 1987). 1 - séries volcano-sédimentaires des nucléi; 2 - gneiss tonalitiques des nucléi; 3 - granodiorites et granulites des provinces d'accrétion du Protérozoïque inférieur; 4 - granulites et gneiss des provinces d'accrétion du Protérozoïque moyen; 5 - faille transformante; 6 - formations sédimentaires anciennes et basaltes. **B** - Les différents cratons formant le socle de l'Inde péninsulaire (d'après NAQVI et ROGERS, 1987).

Malgré la volonté affichée par les différents auteurs précités d'offrir la synthèse la plus vaste possible, il faut bien constater que l'information disponible sur le socle indien est très inégalement répartie. Le précambrien de la région de Mysore est celui qui a été le mieux étudié et dans cet ensemble le système volcano-sédimentaire dit "de Dharwar" a donné lieu à des publications beaucoup plus nombreuses que celles concernant les gneiss et les granites qui couvrent pourtant une superficie plus vaste.

#### IV — LES GRANDS TRAITS DU CLIMAT ACTUEL

Pour cette présentation générale du climat ont surtout été utilisés les travaux de LEGRIS (1963) et de LABROUE *et al.* (1965), ainsi que les données climatiques des atlas, notamment celles du "*Climatological Atlas of India*" (1981) et du "*Social and Economical Atlas of India*" (1987).

L'Inde appartient au domaine des moussons; on en distingue habituellement deux. Selon la théorie thermique, le fonctionnement climatique général est schématiquement le suivant :

— en été la masse continentale asiatique se réchauffant plus vite que l'océan, des vents du sud-ouest chargés d'humidité soufflent de l'océan vers le sous-continent indien; c'est la mousson d'été ou mousson du sud-ouest;

— en hiver la situation est inversée et des vents froids et secs du nord-est venant du continent soufflent sur le nord de l'Océan Indien; c'est la mousson d'hiver ou mousson du nord-est.



Le trait climatique majeur en Inde est la mousson du sud-ouest, à laquelle sont liées les principales précipitations. Le climat résultant peut être qualifié de climat tropical de mousson (LEGRIS, 1963), puisqu'il est généralement admis de réserver l'adjectif tropical aux climats pour lesquels la période humide coïncide avec la période chaude (PEGUY, 1970).

## A - PLUVIOSITE

La pluviosité annuelle est donnée par la figure 5 et la contribution des pluies d'été (mousson du sud-ouest) à la pluviosité totale par la figure 6. A l'ouest de la péninsule indienne les pluies de mousson sont déclenchées par le franchissement de la barrière des Ghâts Occidentaux et de ce fait largement concentrées à leur niveau; elles s'atténuent très rapidement une fois les Ghâts franchis pour redevenir importantes au nord-est du pays. La zone la moins arrosée du Deccan se trouve de ce fait située immédiatement à l'est des Ghâts Occidentaux.

En comparant les cartes des figures 1 et 5, on constate qu'il n'y a pas de « sols rouges » dans la zone très arrosée des Ghâts Occidentaux; en revanche, ils se trouvent partout ailleurs sur socle (Fig. 1, 3 et 5) et sont de ce fait soumis à des conditions diverses en ce qui concerne la pluviosité.

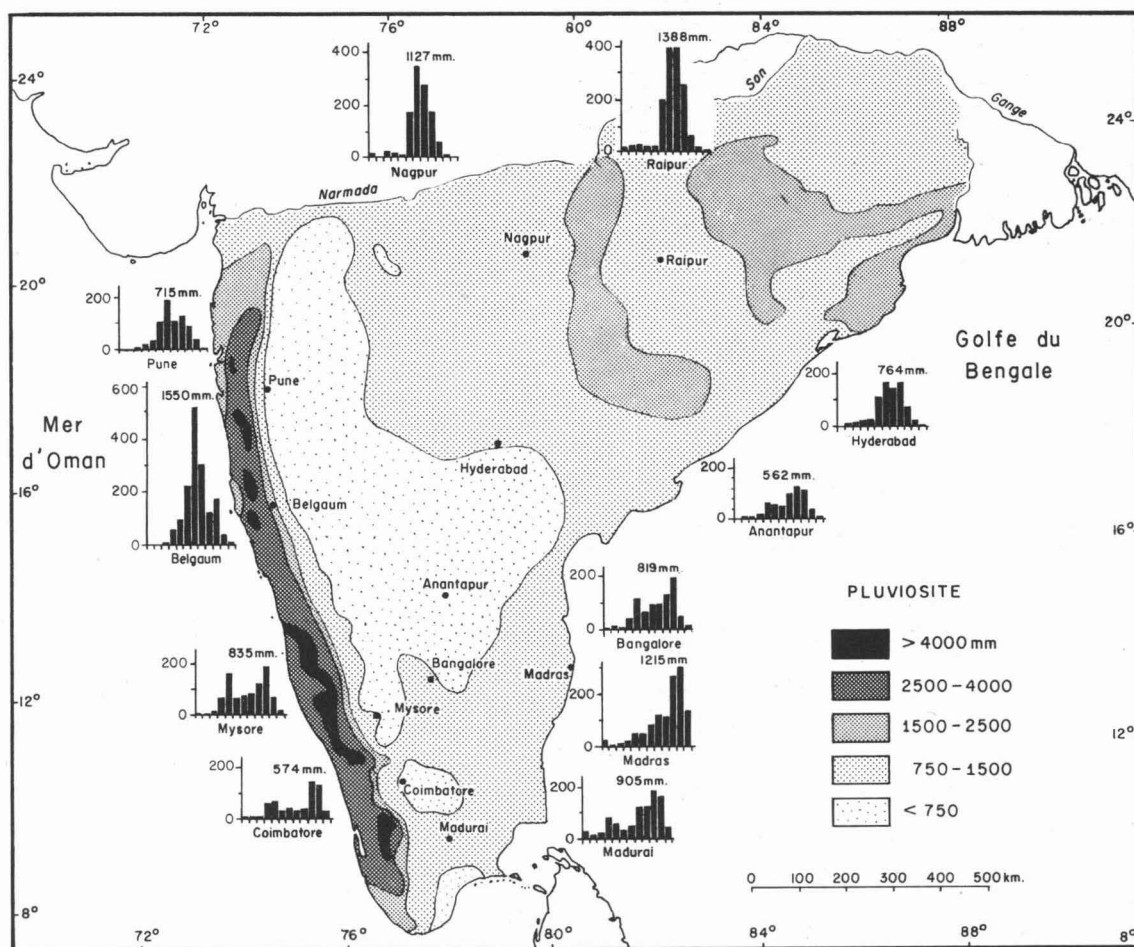


Fig. 5. Inde péninsulaire méridionale : pluviosité totale annuelle et diagrammes pluviométriques pour quelques stations.

L'équateur thermique remonte vers le nord et se situe vers 5° de latitude N sous la péninsule indienne; ceci se traduit dans les régimes pluviométriques du centre-sud de la péninsule indienne par une répartition des précipitations bimodale, à maxima équinoxiaux. Ce type de régime (à pluies de convection thermique de printemps et d'automne qui n'ont rien à voir avec le mécanisme général de la mousson) a été nommé, pour cette raison, régime subéquatorial par LABROUE *et al.* (1965); il est bien observable dans la région de Mysore (Fig. 5).

Sur la côte occidentale, au centre et au nord-est du plateau du Deccan, les pluies de la mousson d'été constituent l'essentiel des précipitations; le régime pluviométrique peut alors être qualifié de régime tropical normal (à pluies d'été).

Sur la côte orientale : la saison pluvieuse d'automne est de plus en plus retardée vers la fin de l'année quand on se déplace du nord au sud, à Madras (Fig. 5) on obtient ce que LABROUE *et al.* (1965) nomment un régime tropical inversé (à pluies d'hiver). Ces pluies de fin d'année ne sont pas dues aux vents secs de la mousson du nord-est mais à des perturbations qui se déplacent dans le Golfe du Bengale en suivant la zone de Convergence Inter-Tropicale (LEGRIS, 1963), elles peuvent prendre un caractère cyclonique.

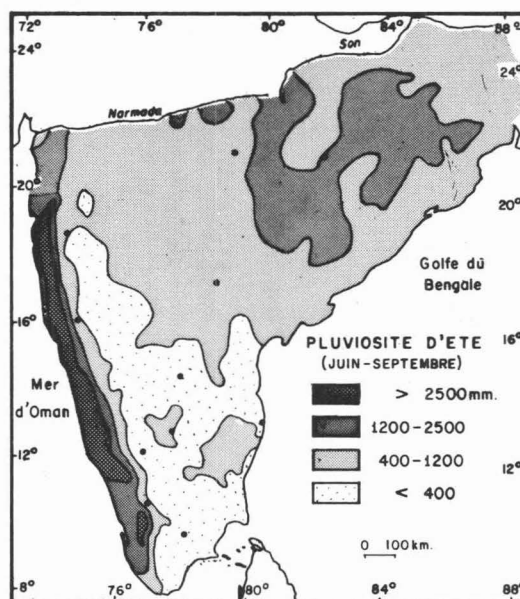


Fig. 6. Inde péninsulaire méridionale : contribution des pluies d'été (juin à septembre) à la pluviosité totale annuelle.

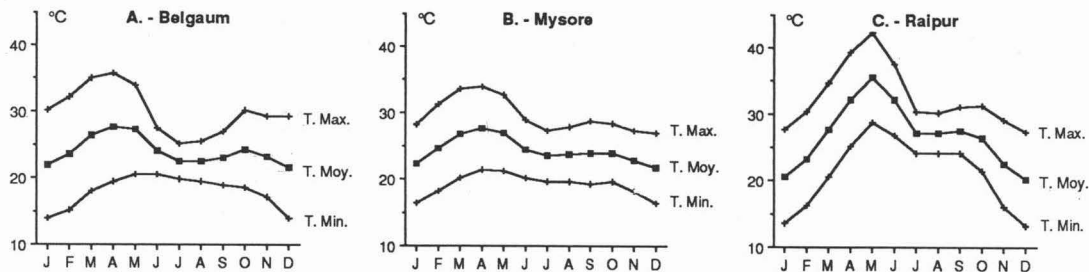
## B - TEMPERATURE

D'une façon générale, les températures sont assez élevées en Inde du sud : température moyennes annuelles supérieures à 25°C dans les régions côtières et à 20°C sur le plateau du Deccan (sauf zones montagneuses).

A l'ouest, dans la zone soumise à la mousson, les températures présentent généralement deux maxima équinoxiaux (Fig. 7A) encadrant un minimum estival lié aux pluies; ce minimum est relatif, le minimum absolu se situant en hiver.

Vers le centre du plateau et l'est, le minimum relatif d'été s'estompe avec la diminution de la mousson et l'on observe un seul maximum de printemps suivi d'un palier (Fig. 7B et 7C), le minimum se situant toujours en décembre-janvier.

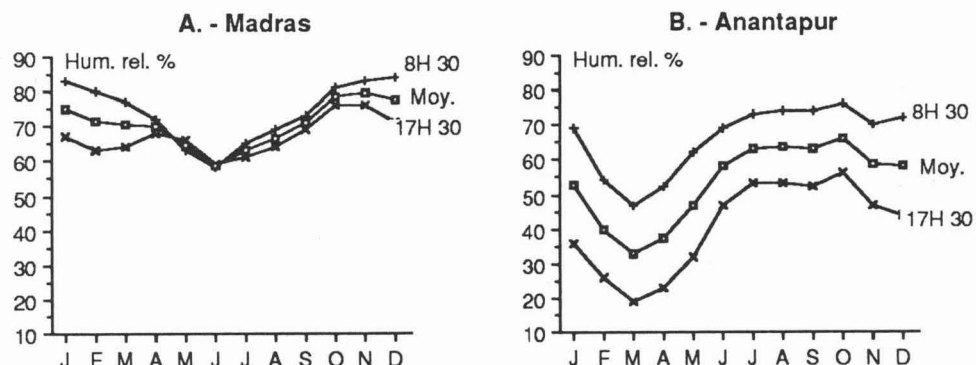
TROLL (1965) oppose, d'une façon générale, les climats à rythme journalier aux climats à rythme saisonnier. En ce qui concerne les températures, la partie sud-ouest du Deccan dont les amplitudes thermiques journalières sont supérieures aux amplitudes thermiques annuelles s'oppose au reste de la péninsule indienne où les variations saisonnières prédominent (la limite entre ces deux zones, extraite de la carte de TROLL, in PEGUY, 1970, est reportée sur la figure 9A). On retrouve là une autre facette du caractère "équatorial" du sud-ouest de la péninsule indienne.



**Fig. 7.** Variations de la température au cours de l'année pour trois stations du Deccan. A. - Belgaum, station à rythme journalier où l'on observe un minimum thermique relatif lié à la mousson. B. - Mysore, autre station à rythme journalier, le minimum relatif a pratiquement disparu. C. - Raipur, station à rythme saisonnier et à un seul maximum thermique. (Source des données : Climatological Tables of Observatories in India, 1931-1960; India Meteorological Department.)

## C - HUMIDITE RELATIVE

Les zones côtières est (Fig. 8A) et ouest, où l'humidité relative moyenne ne descend jamais en dessous de 60 %, contrastent avec le plateau du Deccan (Fig. 8B) où, au début de l'année pendant la saison sèche, on observe des valeurs moyennes parfois inférieures à 50 % et des amplitudes moyennes mensuelles de 30 à 50 %.



**Fig. 8.** Variations de l'humidité relative au cours de l'année pour deux stations de la zone des « sols rouges ». A.- Madras, station côtière où l'humidité relative est toujours élevée. B. - Anantapur, station de l'intérieur où l'humidité relative s'abaisse fortement en début d'année, c'est-à-dire à la fin de la saison sèche. (Source des données : Climatological Tables of Observatories in India, 1931-1960; India Meteorological Department.)

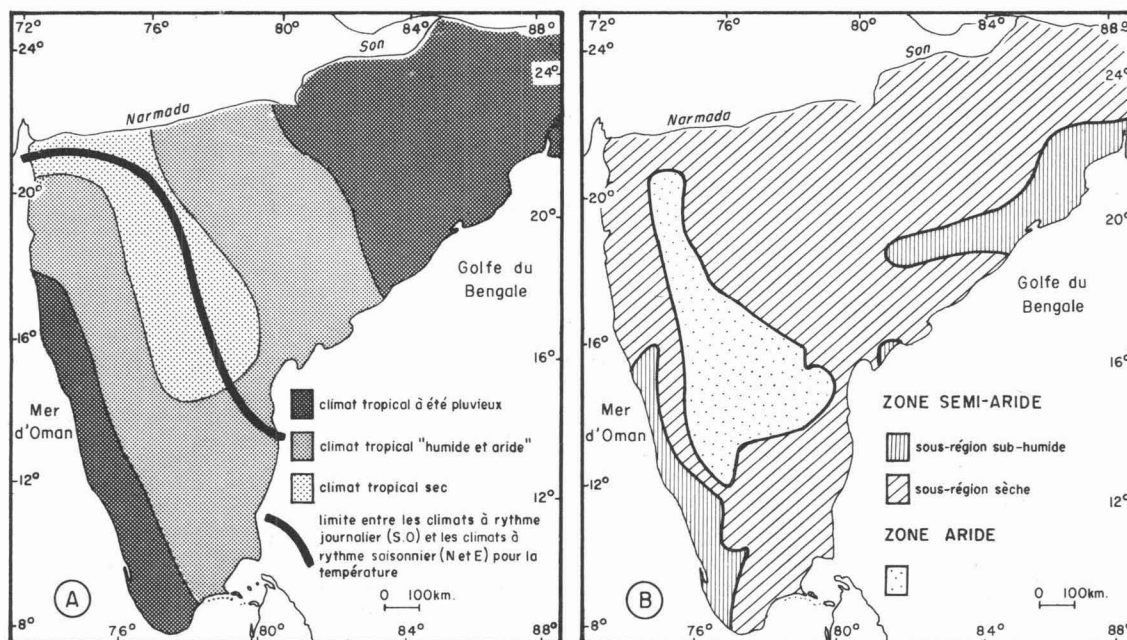
## D - DEFINITION DE LA ZONE SEMI-ARIDE A L'ECHELLE DE L'INDE PENINSULAIRE

On ne peut pas parler de zone semi-aride en Inde sans faire référence aux travaux de l'ICRISAT. La définition de la zone semi-aride donnée par l'ICRISAT (1979) et rappelée par SWINDALE (1982), est basée sur les travaux de TROLL (1965) mais cet auteur n'a jamais employé lui même le terme semi-aride.

TROLL, dont les travaux sont synthétisés par la carte des "Climats saisonniers du monde" (*"Seasonal Climates of the Earth"* par TROLL et PAFFEN, in LANDSBERG *et al.*, 1965), distinguait en Inde péninsulaire trois zones climatiques (Fig. 9A) :

- une zone de climat tropical à été pluvieux pour un nombre de mois humides compris entre 7 et 9,5;
- une zone de climat tropical "humide et aride" (*wet and dry* que l'on peut traduire tout aussi bien par semi-humide que par semi-aride) pour un nombre de mois humides compris entre 4,5 et 7;
- une zone de climat tropical sec pour un nombre de mois humides compris entre 2 et 4,5.

Dans le texte explicatif accompagnant sa carte, TROLL ne donne pas la définition d'un mois humide. Ce sont les chercheurs de l'ICRISAT (1979) qui préciseront (et adapteront) toutes les définitions : seront considérées comme semi-arides les zones où la température moyenne mensuelle est supérieure à 18° toute l'année et où l'ETP n'est satisfaite par la pluviosité qu'entre 2 et 7 mois par an. A l'intérieur de la zone semi-aride ils distingueront une sous-région sèche (*dry sub-region*) pour un nombre de mois humides compris entre 2 et 4,5 et une sous-région sub-humide (*wet-dry sub-region*) pour un nombre de mois humides compris entre 4,5 et 7. Ils reprennent donc les limites de classes utilisées par TROLL, mais avec une définition de l'aridité visiblement modifiée puisque la carte à laquelle ils aboutissent (Fig. 9B) n'a plus rien à voir avec celle de TROLL.



**Fig. 9.** Inde péninsulaire méridionale : extension de la zone semi-aride. A. - Extrait de la carte de TROLL et PAFFEN. Sur cette carte est aussi portée la limite entre climats à rythme journalier et climats à rythme saisonnier pour la température. - B - Carte de la zone semi-aride réalisée par l'ICRISAT. (Sources : carte "Seasonal Climates of the Earth", TROLL et PAFFEN, in LANDSBERG *et al.*, 1965; Précis de climatologie, PEGUY, 1961; Agroclimatologie, Report of Work 1977-1978, ICRISAT, 1979.)

La zone semi-aride ainsi délimitée couvre pratiquement toute l'Inde péninsulaire à l'exception d'une étroite zone qui est considérée comme aride (Fig. 9B). Des régions où la pluviosité atteint et dépasse 5000 mm sont de ce fait cartographiées comme semi-arides par l'ICRISAT; cela n'est pas satisfaisant, pas plus pour estimer les possibilités agricoles que pour comprendre l'écologie globale : le continuum forestier sempervirent des Ghâts Occidentaux se retrouve ainsi classé en zone semi-aride !.

## **E - CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES ACTUELLES ET REPARTITION DES SOLS**

La délimitation de la zone semi-aride par TROLL (Fig. 9A) explique mal la localisation des « sols rouges ». En revanche, la sous-région sèche de la zone semi-aride telle qu'elle est délimitée par l'ICRISAT (Fig. 9B), correspond assez bien à leur aire de répartition. La pluviosité totale, surtout par sa composante estivale (Fig. 6), explique peut être les localisations respectives des «sols rouges sableux» et des «sols rouges et jaunes» (Fig. 1), ces derniers étant soumis à des pluies de mousson plus abondantes. Enfin la bande ininterrompue de «sols rouges limoneux» qui marque la limite ouest des « sols rouges » est pratiquement située dans la sous région sub-humide (Fig. 1 et 9B)

## **V — LES CLIMATS PASSES**

Les climats passés de l'Inde péninsulaire sont peu connus, d'autant moins connus d'ailleurs que l'on s'intéresse à une période reculée.

Quelques idées sont déduites des connaissances géomorphologiques générales, elles-même fragmentaires. Ainsi DEMANGEOT (1975 *b*) place un changement important au Miocène Supérieur sur tout le plateau de Mysore qui serait passé à cette époque d'un climat humide à un climat semi-aride. L'auteur fait pour cela l'hypothèse que la strate Miocène Supérieur riche en débris végétaux sempervirents des environs de Pondichéry représente le dépôt corrélatif de la pédiphanation qui aurait alors régné alors sur le plateau de Mysore. Il n'existe que peu de sédiments favorables pour faire ce genre d'hypothèse et ils sont localisés loin des sites intérieurs du plateau; aussi les connaissances des climats Tertiaires du centre de la péninsule risquent-elles de rester encore longtemps très incomplètes.

Pour le Quaternaire, et surtout pour le Quaternaire récent, les études des sédiments marins ont permis une reconstitution plus précise des climats passés. Toutes ces études suggèrent que le mécanisme de la mousson a été affecté par les glaciations comme cela a été bien démontré pour la dernière période froide (18 000 BP). En effet, lors du dernier maximum glaciaire, la mousson d'été du sud-ouest a vu sa force considérablement réduite, alors que la mousson d'hiver du nord-est a été renforcée; ceci a été établi par PRELL et HUTSON (1979, cités par FONTUGNE, 1983), puis vérifié par DUPLESSY (1982) à partir de mesures sur la composition isotopique de l'oxygène des tests de foraminifères planctoniques, enfin confirmé par les analyses palynologiques de VAN CAMPO (1983) ainsi que par des estimations de la contribution des apports terrestres à la composition de la matière organique des sédiments marins (FONTUGNE, 1983; FONTUGNE et DUPLESSY, 1986). Les études palynologiques, toujours sur sédiments marins, conduisent aussi VAN CAMPO (1983) à conclure à un maximum d'humidité vers 11 000 BP.

## VI — VEGETATION NATURELLE ET ACTION DE L'HOMME

Avant de conclure ce premier chapitre, il apparaît nécessaire de préciser pourquoi la végétation, considérée ailleurs comme "le reflet du climat et des sols" (BOULET, 1978 en Haute-Volta) ne sera pas longuement évoquée ici bien que son étude et sa cartographie aient été l'une des activités principales des équipes de l'Institut Français de Pondichéry depuis sa création (LEGRIS, 1963; PASCAL et LEGRIS, 1988)

La carte de la végétation, au 1/1 000 000, a été réalisée pour la majeure partie du sous-continent indien, et notamment pour la péninsule (GAUSSEN *et al.*, 1961, 1963, 1964 *a et b*, 1966 *a et b*, 1968, 1970, 1974), en utilisant le concept de série de végétation; les différentes cultures ont aussi été indiquées. Ces cartes permettent de constater que la surface cultivée, ou du moins fortement anthropisée, est beaucoup plus étendue que celle occupée par la végétation naturelle et ceci s'applique particulièrement bien à la zone semi-aride. De nombreuses missions, essentiellement réalisées au sud de la péninsule, ont permis de constater que la répartition entre surface cultivée et non cultivée était de plus largement dépendante de la qualité des sols. Il est donc aujourd'hui difficile d'avoir une idée précise de la composition floristique et de la structure des formations végétales de la zone cultivée; la reconstitution des séries de végétation des grandes plaines agricoles où les sols sont profonds et défrichés n'a pu qu'être largement basée sur des relevés botaniques ponctuels au niveau des massifs et des reliefs résiduels où la couverture pédologique est plus mince et souvent discontinue.

Dans ces conditions, seules deux données paraissent intéressantes et importantes à retenir dans le cadre de ce travail :

- la végétation naturelle de la zone semi-aride indienne semble avoir été partout du type forêt décidue sèche, voire fourré à épineux dans les zones les plus sèches, donc une végétation où les ligneux dominent;
- la forêt sèche passe, par une forêt de transition semi-décidue, à la forêt sempervirente des zones très humides, sans qu'il n'existe de hiatus constitué par une zone de savanes.

## VII — CONCLUSION : CHOIX DE SITES D'ETUDE

Les différents points abordés dans ce chapitre ont permis de mieux cerner les facteurs déterminant la répartition des « sols rouges » en Inde : nature de la roche mère et type de climat jouent un rôle fondamental. Les « sols rouges » apparaissent de fait comme des sols "zonaux" liés à un climat semi-aride (en Inde la zonalité climatique est orientée selon les méridiens); ils sont, pour leur immense majorité, développés sur les roches cristallines du socle qui sont essentiellement des gneiss.

Toute implantation de site d'étude sur gneiss, en zone semi-aride, était a priori représentative des conditions générales de formation des « sols rouges ». L'étude de plusieurs sites a semblé indispensable pour couvrir sinon l'ensemble, mais du moins un échantillon assez vaste, des conditions pluviométriques de l'Inde péninsulaire semi-aride.

Les nombreux enseignements retirés d'une reconnaissance générale des sols de l'ouest du Karnataka ont permis de sélectionner une région située au sud du plateau de Mysore, à proximité de Gundlupet, comme site d'étude principal (Fig. 10). Ce site principal présente la particularité d'offrir une large gamme de pluviosités - de 700 à 1 800 mm - réparties sur une courte distance - 30 km.



D'autres travaux effectués dans le cadre des programmes de l'Institut Français ont montré la possibilité de mettre en évidence un éventuel effet des variations du substratum et du modelé de détail dans la région de Coimbatore au Tamil Nadu; ou encore à Seganankollai, toujours au Tamil Nadu, mais à une centaine de kilomètres de Pondichéry. Enfin, à l'occasion d'une mission effectuée dans la région située sur le plateau de Chota Nagpur, au sud de Bénarès, il a été possible d'examiner les « sols rouges » développés localement sur le socle. Toutes les informations recueillies grâce à ces points d'étude secondaires (Fig. 10) seront évoquées brièvement lors de l'interprétation générale.

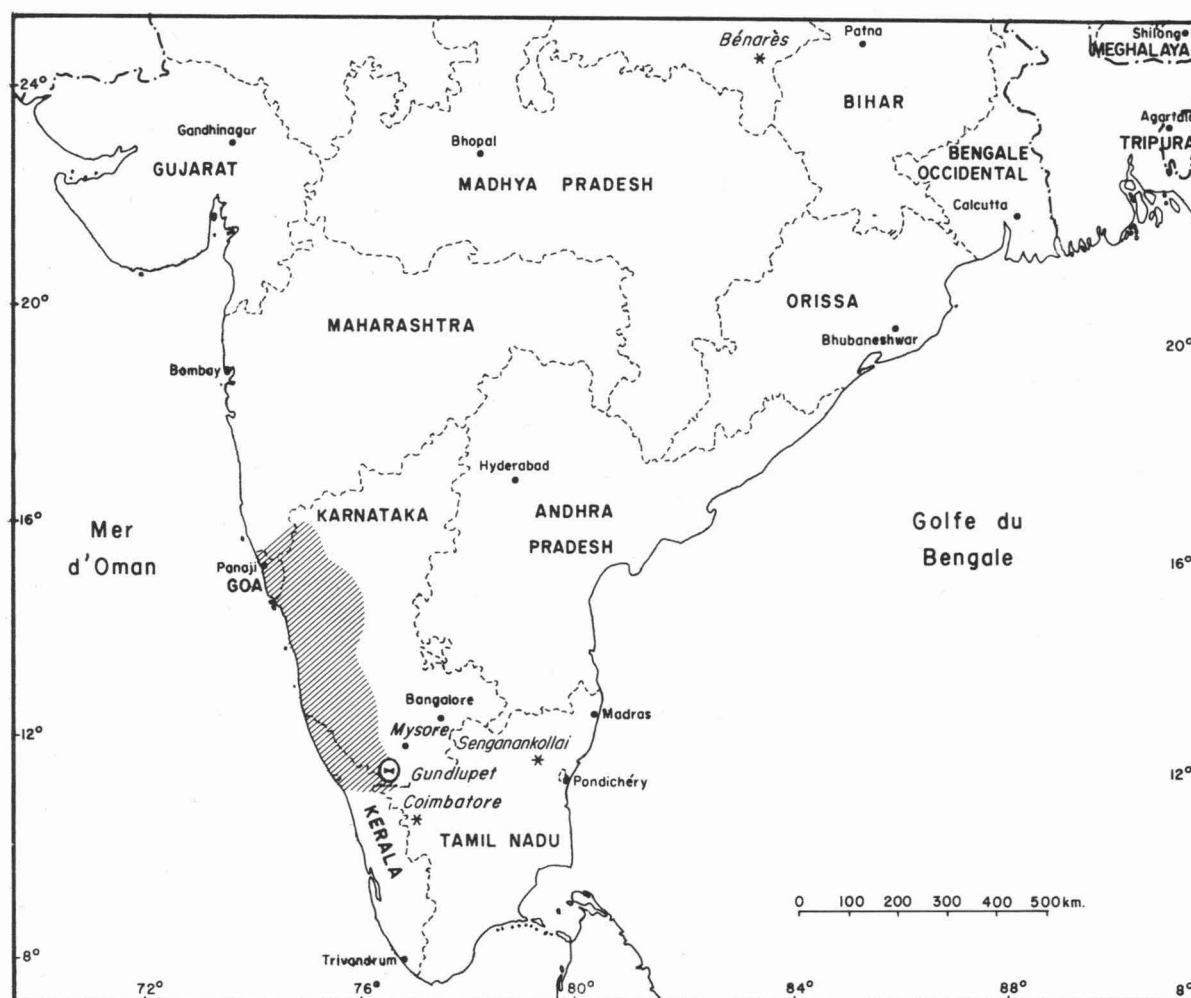


Fig. 10. Localisation des sites pour l'étude des « sols rouges ». ● : site principal, \* : sites complémentaires d'observation, // : zone cartographiée au 1/1 000 000.





## 2

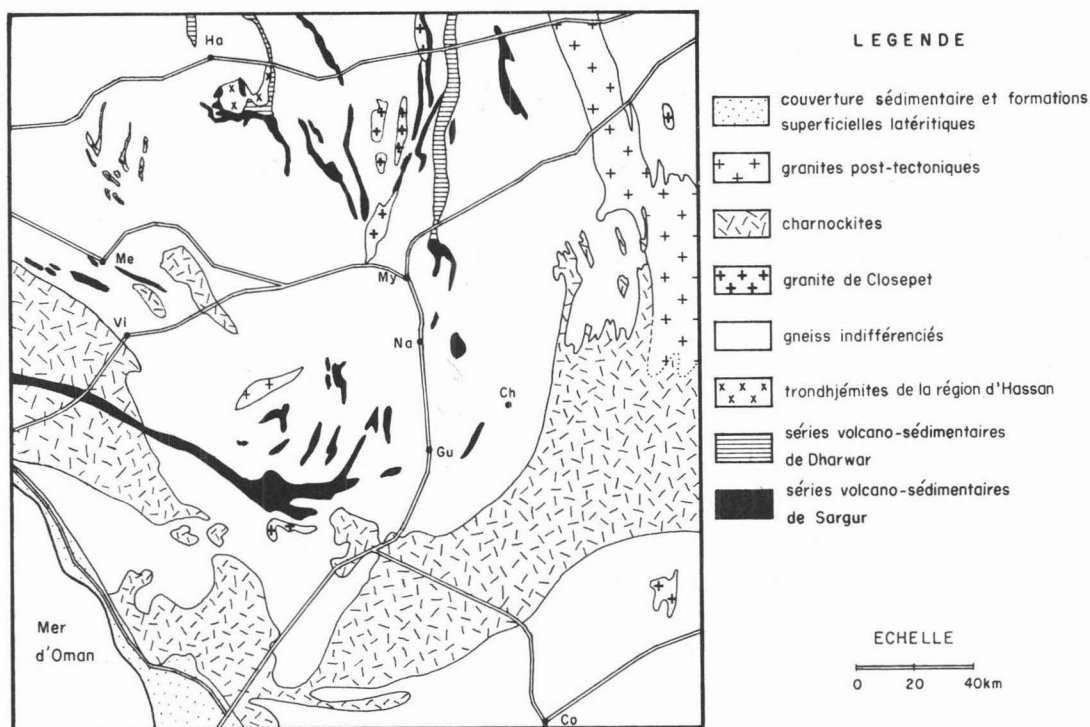
# Caractéristiques particulières du sud du plateau de Mysore

### I — LE SOCLE PRECAMBRIEN DU SUD DU KARNATAKA

La zone sud du plateau de Mysore choisie pour cette étude appartient à ce que RADHAKRISHNA et NAQVI (1986, cités par NAQVI et ROGERS, 1987) nomment le nucléus du Karnataka et NAQVI et ROGERS (1987) le craton de Dharwar-ouest. La région voisine du Tamil Nadu correspond à la frange crustale d'accrétion plus récente appelée province protérozoïque ancienne par RADHAKRISHNA et NAQVI (Fig. 4A); elle appartient au craton sud des granulites de NAQVI et ROGERS (Fig. 4B).

Les études géologiques concernant le socle ont commencé très tôt dans l'ancien Etat du Mysore aujourd'hui inclus dans l'Etat du Karnataka. Des roches particulières, les charnockites, affleurent au sud de l'Etat, mais l'essentiel du socle précambrien y apparaît constitué de gneiss et de granites alternant avec d'anciennes séries volcano-sédimentaires. On appelle ces séries "Dharwars", "schistes de Dharwar" ou "système de Dharwar" à la suite des travaux de FOOTE (1889). Depuis la fin du siècle dernier, d'importantes divergences d'opinion existent sur les relations entre gneiss et "système de Dharwar" et sur l'âge respectif des deux formations; les travaux sur ce sujet abondent.

Une esquisse géologique du sud du Karnataka et des régions limitrophes du Tamil Nadu et du Kerala est présentée figure 11; elle a été réalisée à partir de plusieurs documents.



**Fig. 11.** Esquisse géologique du sud du Karnataka et des régions limitrophes. Les lieux indiqués sont : My, Mysore; Ha, Hassan; Co, Coimbatore; Ch, Chamrajnagar; Cn, Channarayapatna; Gu, Gundlupet; Na, Nanjangud; Me, Mercara; Vi, Virajpet. (Sources : Geological and Mineralogical Map of Kerala, 1970; Geological and Mineralogical Map of Tamil Nadu and Pondicherry, 1969; Geological and Mineralogical Map of Karnataka and Goa, 1981; Geological sketch of part of Hassan District and adjoining areas, in NAQVI *et al.*, 1983.)

## A - LES SERIES VOLCANO-SEDIMENTAIRES

Les séries volcano-sédimentaires ont été beaucoup étudiées et les différents auteurs ne sont d'accord ni sur la stratigraphie, ni sur la chronologie de cet ensemble (PICHAMUTHU, 1978). Les différentes séries observées diffèrent considérablement du nord, où elles forment d'importantes formations dont la stratigraphie peut être reconstituée (séries dites de Dharwar), au sud, où elles n'existent plus que sous forme d'enclaves très métamorphisées au sein des gneiss (séries dites de Sargur). Beaucoup d'auteurs, à la suite de SWAMI NATH et RAMAKRISHNAN (1981), considèrent que les séries volcano sédimentaires du sud du Karnataka sont les plus anciennes et en font un groupe stratigraphique particulier : le "Sargur"; ce point de vue est cependant contesté, notamment par PICHAMUTHU (1985).

## B - LES GNEISS

Les gneiss ont été moins étudiés que les séries volcano-sédimentaires, mais un certain nombre de données sont disponibles concernant leur nature pétrographique et leur composition chimique (TABL. I). Le terme "Gneiss Péninsulaires", qui sert à les désigner, recouvre un vaste ensemble résultant d'une longue suite d'événements. Dans le schéma proposé par NAQVI (1983) comme modèle stratigraphique du craton de Dharwar-ouest, trois épisodes de formation des gneiss sont distingués (3 400, 3 200 et 3 000 ma), suivis de deux épisodes de granitisation (2 600 et 2 000 ma). NAQVI *et al.* (1983) distinguent quatre types pétrographiques de

gneiss péniinsulaires pour la région de Hassan (au nord de la région étudiée ici). Leur composition chimique varie de celle des tonalites<sup>1</sup> à celle des granites. La variabilité des gneiss est grande, quelle que soit la taille de l'échantillon considéré, ce qui rend les différences observées généralement non cartographiables.

Tableau I

Composition des différents types de roches du sud du Karnataka d'après différentes sources

	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	FeO %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %
<i>Granites et gneiss</i>										
Granite (1)	72,84	13,22	0,08	1,40	0,23	0,09	0,71	1,53	3,91	4,22
Granito-gneiss (2) *	70,00	12,00		2,36	0,56		2,12	1,92	4,12	4,19
Gneiss (3)	71,29	14,25	1,74	1,68	0,26	0,13	0,86	2,46	2,54	4,20
Gneiss (4) *	70,40	13,10		2,13	0,31		2,21	2,78	1,84	4,40
Gneiss (5)	73,31	13,74	0,93	1,49	0,07	0,10	0,86	2,21	1,59	4,79
Gneiss (6) **	72,68	15,06	0,91		0,09	0,02	0,20	1,89	2,29	6,32
Gneiss (7)	72,30	13,10	1,00	1,50	0,28	0,06	1,90	2,60	0,80	4,10
Gneiss (8)	70,10	11,40	2,80	2,50	1,10	0,06	2,60	3,60	1,20	2,70
Gneiss (9)	66,05	14,37	4,48	3,29	0,30	0,20	2,15	4,85	0,68	2,94
<i>Gneiss granulitiques et charnockites</i>										
Gneiss granulitique (10)	63,77	14,29	2,55	5,68	0,47	0,18	2,84	5,53	0,62	3,53
Charnockite (11) *	69,70	15,50		1,82	0,42	0,02	0,41	3,64	0,61	5,00
Charnockite (12) *	74,10	13,25		1,75	0,21	0,02	0,40	2,02	2,55	4,12
<i>Amphibolites</i>										
Amphibolite (13)	51,00	14,00	3,00	8,50	0,82	0,19	7,50	9,80	0,45	2,10
Amphibolite (14)	48,80	15,83	4,96	10,42	0,39	0,22	4,97	10,01	0,60	2,39

\* Fer total exprimé sous forme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; \*\* Fer total exprimé sous forme FeO.

(1) Granite de la région de Channarayapatna, BHASKAR RAO *et al.* (1983), moyenne de 9 échantillons.

(2) Granito-gneiss de diverses localités du craton de Dharwar-Ouest, JAYARAM *et al.* (1983) moyenne de 20 échantillons.

(3) Gneiss migmatitique, région de Hassan, NAQVI *et al.* (1983), moyenne de 231 échantillons.

(4) Gneiss tonalitique, diverses localités du craton de Dharwar-ouest, JAYARAM *et al.* (1983), moyenne de 23 échantillons.

(5) Gneiss trondhjémitique, région de Channarayapatna, BHASKAR RAO *et al.* (1983), moyenne de 10 échantillons.

(6) Gneiss quartzo-feldspathique, région de Hassan, NAQVI *et al.* (1983), moyenne de 11 échantillons.

(7) Gneiss quartzo-feldspathique, zone de transition, JANARDHAN *et al.* (1979), in NAQVI et ROGERS (1987).

(8) Gneiss à biotite et hornblende, zone de transition, JANARDHAN *et al.* (1979), in NAQVI et ROGERS (1987).

(9) Gneiss de la zone dite "à faciès d'amphibolites", MAHABALESWAR *et al.* (1986), moyenne de trois échantillons.

(10) Gneiss granulitique, gneiss de la zone de transition, MAHABALESWAR *et al.* (1986), moyenne de quatre échantillons.

(11) Charnockite, carrière située à 20 km au sud-est de Chamrajnagar, JANARDHAN *et al.* (1983).

(12) Charnockite, carrière située à 20 km à l'est de Virajpet, JANARDHAN *et al.* (1983), moyenne de deux échantillons.

(13) Amphibolite de la zone de transition, JANARDHAN *et al.* (1979), in NAQVI et ROGERS (1987).

(14) Amphibolite de la zone de transition, MAHABALESWAR *et al.* (1986), moyenne de 4 échantillons.

La région de Gundlupet, qui correspond au site principal de cette étude, a été étudiée par JANARDHAN *et al.* (1979, 1981, 1982, 1986). C'est une région affectée dans son ensemble par un métamorphisme dit "à faciès d'amphibolites", constituée de gneiss de différents âges et d'enclaves des séries volcano-sédimentaires (du "Sargur"). Parmi ces enclaves sont cités des quartzites ferrugineux, des pélites, des amphibolites (TABL. I), des marbres... Les gneiss prélevés pour datation (JANARDHAN et VIDAL, 1982) dans cette région font partie d'une suite allant des tonalites aux granodiorites et présentent un âge de 2830 ma.

<sup>1</sup> La définition des tonalites selon l'International Union of Geological Sciences (1973) est la suivante : roches plutoniques dont la teneur en Quartz est comprise entre 20 et 60 % et qui présentent un rapport Plagioclases/(Feldspaths alcalins + Plagioclases) supérieur à 90 %.

## C - LES CHARNOKITES

La région de Gundlupet est entourée au sud et au sud-est par la zone des granulites qui sont ici représentées par des charnockites (TABL. I). Les charnockites sont aujourd'hui considérées comme des roches résultant d'un métamorphisme de profondeur en condition de fortes pressions et de températures élevées avec circulation de solutions riches en CO<sub>2</sub> (JANARDHAN *et al.*, 1983). Si la "charnockitisation" a affecté essentiellement les roches de la province protérozoïque ancienne, elle a légèrement touché la limite sud du nucléus du Karnataka. La zone des gneiss plus ou moins charnockitisés est nommée "zone de transition" par NAQVI et ROGERS (1987). Le pic thermique lié à la charnockitisation dans la zone sud est daté de 2 600 ma; il apparaît donc concomitant à la première phase de granitisation du craton et PICHAMUTHU et SRINIVASAN (1983) proposent de lier les deux événements.

A l'est de la région de Gundlupet, le passage des gneiss aux roches à faciès granulitique (charnockites) a été étudié par différents auteurs, notamment PICHAMUTHU (1961) et JANARDHAN *et al.* (1979, 1983); ils décrivent généralement une transformation allant du gneiss vers la charnockite avec quelques traces de rétro-métamorphisme. A l'ouest de la région de Gundlupet, dans les granulites de Manantoddy, RAVINDRA KUMAR et SRIKANTAPPA (1989) observent des phénomènes importants de rétro-métamorphisme, qu'ils attribuent au soulèvement du sud du craton depuis la formation de ces granulites.

## D - ANALYSES DES ROCHES DU SITE PRINCIPAL D'ETUDE

Quelques échantillons de roches ont été prélevés et analysés (les analyses ont été réalisées au Centre de géochimie de la surface du CNRS, à Strasbourg). Les résultats sont regroupés dans le tableau II; on y retrouve une tendance générale tonalitique pour les gneiss gris (avec un rapport Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O élevé), l'analyse de l'amphibolite diffère peu de celles des amphibolites du tableau I. Le gneiss à amphibole présente une composition très voisine d'une amphibolite.

Tableau II  
Composition de quelques roches du site principal d'étude

	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	FeO %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %
Gneiss gris (GU01)*	72,90	13,60	2,10		0,25	0,03	0,50	2,10	1,50	5,22
Gneiss gris (GUIN)*	73,90	14,70	1,30		0,18	0,04	0,30	1,50	2,87	5,21
Gneiss à amphibole (GU01)	54,90	18,50	10,10		1,28	0,16	2,86	7,30	0,62	5,02
Amphibolite (GU01)	50,20	14,30	13,70		0,95	0,20	6,85	9,50	0,89	2,92

\*Entre parenthèses, numéro du profil ou de la coupe d'où provient l'échantillon; tout le fer est exprimé sous forme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

## II — PARTICULARITES CLIMATIQUES REGIONALES

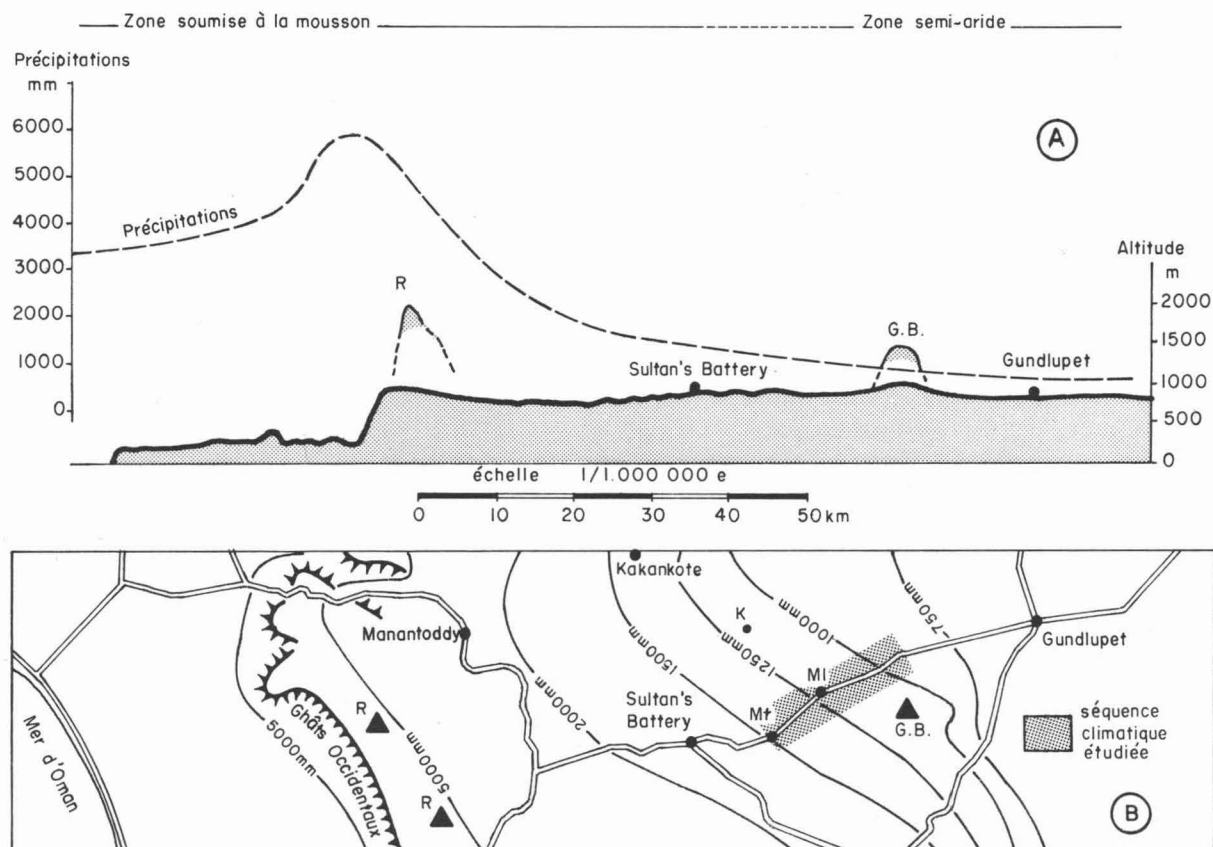
La région sud du Karnataka a été choisie parce qu'elle permettait d'étudier les sols de la zone semi-aride, ainsi que ceux caractérisant le passage de la zone semi-aride à la zone soumise au climat de mousson; l'accent sera donc mis, dans cette présentation, sur la pluviosité et sur son évolution le long d'un transect allant de la zone semi-aride à celle soumise aux pluies de mousson; le support physique de ce transect est constitué par la route Gundlupet-Sultan's Battery, qui recoupe les isohyètes (Fig. 12).

Deux études importantes concernent le climat de cette région sud du Karnataka :

— la première a été réalisée par VON Lengerke (1977) et intéresse principalement le massif des Nilgiri, mais l'étude de ses abords immédiats est néanmoins présentée;

— la seconde a été réalisée par PASCAL (1982b); il s'agit d'une cartographie au 1/500 000 des bioclimats de l'ouest de la péninsule indienne entre 8 et 16° de latitude nord.

Certains résultats de ces deux études ont été repris ici et complétés par une réinterprétation des données de base disponibles sur la région. L'ensemble est synthétisé sous la forme d'une coupe et d'une carte des précipitations (Fig. 12) allant de la côte à la région de Gundlupet, pour bien mettre en évidence le rôle du relief dans la répartition des précipitations.



**Fig. 12.** Le système morpho-climatique à l'ouest de la péninsule indienne. A.- Coupe montrant les relations entre relief et précipitations. B.- Carte des isohyètes. Trois des stations principales mentionnées dans le texte sont sur la carte. Les stations secondaires de la zone de transition climatique sont figurées par des initiales : K, Kalkere; MI, Mulehole; Mt, Muthanga. G B correspond au Gopalswami Betta et R aux reliefs de la crête des Ghâts situés au nord et au sud du plan de coupe. La zone d'étude de la séquence climatique est représentée.

## A - REGIMES PLUVIOMETRIQUES

L'évolution de la pluviosité au cours d'une année pour une station donnée constitue ce que l'on appelle le régime pluviométrique; les différents régimes présents dans la zone étudiée sont décrits ci-dessous et illustrés figure 13. L'évolution de la pluviosité à plus long terme, de 1900 à 1975, a été envisagée pour certaines stations et représentée figure 14.

### 1.- Régimes pluviométriques de la zone semi-aride

Les stations de Gundlupet ( $P = 722 \text{ mm}^1$ ) et Nanjangud ( $P = 653 \text{ mm}$ ), pour lesquelles des relevés pluviométriques sont disponibles depuis 1900, représentent bien les conditions semi-arides régionales. Le régime pluviométrique est typiquement bimodal (Fig. 13A). Les variations interannuelles sont relativement fortes, mais on n'observe pas de tendance générale nette vers une diminution ou un accroissement de la pluviosité moyenne depuis le début du siècle (Fig. 14); la dernière décennie montre cependant un nombre inhabituel de fortes valeurs.

### 2.- Régimes pluviométriques de la zone soumise à la mousson du sud-ouest

La zone soumise au climat de mousson est ici représentée par les stations de Manantoddy ( $P = 2\,653 \text{ mm}$ ) et de Virajpet ( $P = 2\,608 \text{ mm}$ ); le régime pluviométrique est très nettement monomodal (Fig. 13C). Sur la période 1900-1980, on observe ici aussi de fortes variations interannuelles, mais il apparaît de plus une tendance générale à la diminution de la pluviosité moyenne (Fig. 14), plus nette à Manantoddy qu'à Virajpet; cette tendance a déjà été signalée par SOMAN *et al.* (1988) pour de nombreuses autres stations du Kerala. Les plus fortes variations interannuelles, celles qui affectent la moyenne mobile calculée sur cinq ans, sont bien corrélées entre les deux stations envisagées, et ceci illustre bien le caractère zonal des pluies de mousson : elles affectent de la même façon une région étendue.

### 3.- Régimes pluviométriques de la zone de transition climatique

Entre les deux zones précédentes aux caractéristiques si différentes, existe une zone intermédiaire dite "de transition climatique". Elle ne possède pas de poste météorologique en service depuis longtemps qui soit situé à proximité de l'axe routier Gundlupet-Sultan's Battery; plusieurs ont fonctionné pour des périodes plus ou moins longues, comme Kalkere ( $P = 1\,402 \text{ mm}$ , période 1946-1964), Muthanga ( $P = 1\,494 \text{ mm}$ , période 1968-1975) et Mulehole ( $P = 1\,067 \text{ mm}$ , période 1964-1975). Cependant à 25 km au nord de cet axe routier, le poste de Kakankote ( $P = 1\,288 \text{ mm}$ ), situé dans la zone de transition, a fonctionné de façon plus régulière et a permis le tracé correct des isohyètes de cette zone. Les diagrammes pluviométriques sont de type mixte : un maximum dû à la mousson vient s'intercaler entre les maxima de printemps et d'automne (Fig. 13B). La contribution des pluies de mousson est de plus en plus importante en allant vers l'ouest.

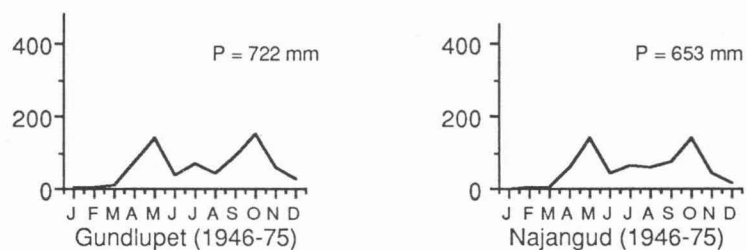
L'hétérogénéité des données rend difficile l'estimation **précise** de la pluviosité en chaque point de la zone de transition; de plus, la variabilité interannuelle de la composante mousson est telle qu'il a semblé préférable de caractériser la pluviosité de chaque station (Fig. 15) par l'indication d'une valeur centrale (la médiane des valeurs observées au cours de la période pour laquelle ont duré les enregistrements) et de la dispersion observée autour de cette valeur centrale (1<sup>er</sup> et 3<sup>e</sup> quartiles pour la même période).

## B - APPROCHE DU BILAN HYDRIQUE

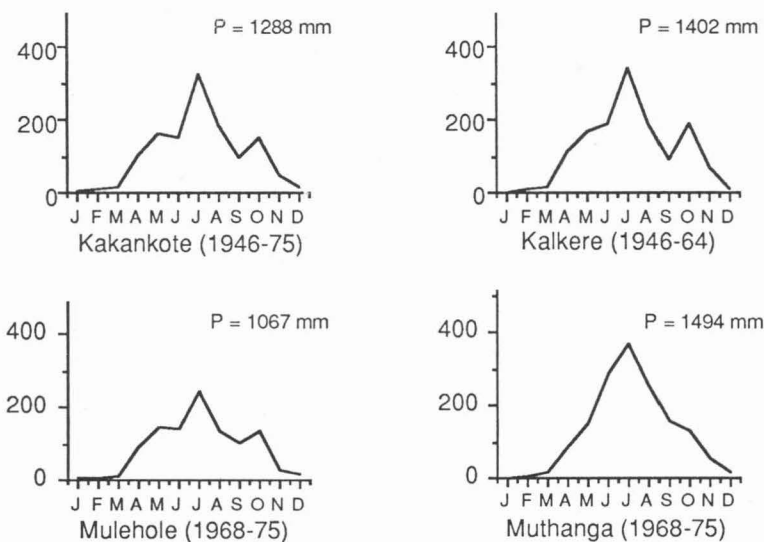
L'évapotranspiration potentielle (Penman) a été calculée pour deux stations, représentatives des deux

<sup>1</sup> Par souci d'homogénéité dans tout le texte et sauf indication contraire les moyennes sont données pour la période 1946-1975.

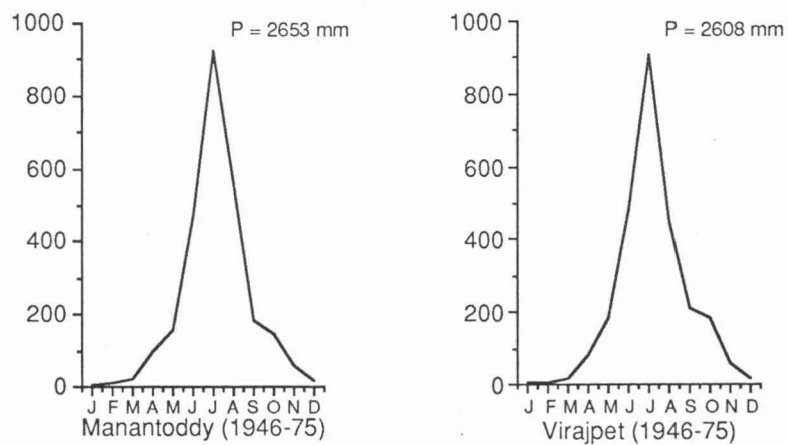




A.- Diagrammes pluviométriques de la zone semi-aride



B.- Diagrammes pluviométriques de la zone de transition climatique



C.- Diagrammes pluviométriques de la zone soumise à la mousson du sud ouest

Fig. 13. Régimes pluviométriques pour les trois zones climatiques de la région étudiée.

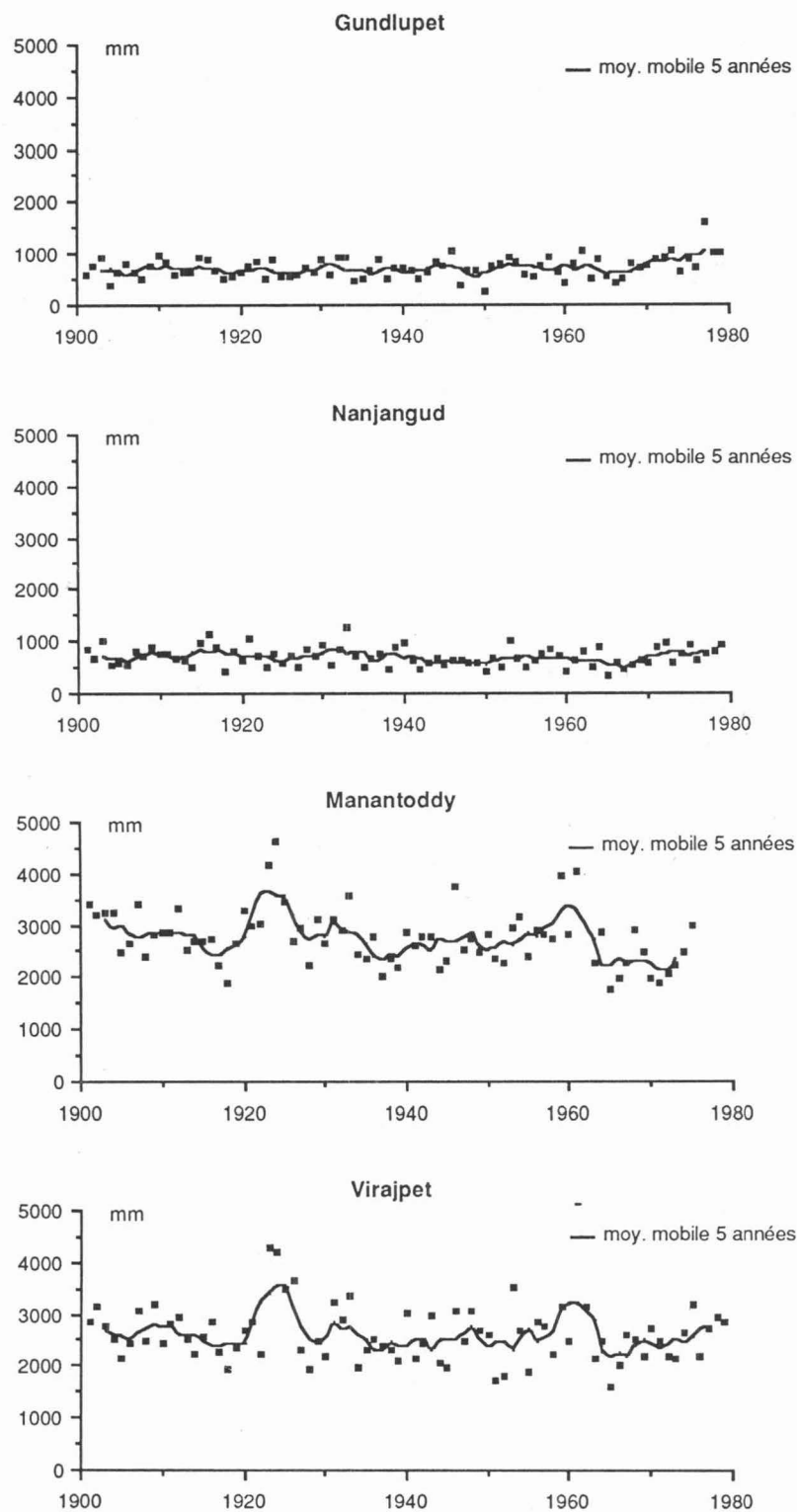


Fig. 14. Variations interannuelles de la pluviosité depuis le début du siècle pour quatre stations.

principaux climats de la région, pour lesquelles les paramètres nécessaires au calcul étaient disponibles :

- Mysore ( $P = 755$  mm,  $ETP = 1\,734$  mm) pour les conditions semi-arides typiques;
- Hassan ( $P = 875$  mm,  $ETP = 1\,517$  mm) pour la bordure du Deccan soumise à un climat de transition vers le régime de mousson.

Cette évaluation de l'évapotranspiration a servi à une estimation des excédents pluviométriques sous la forme d'un "drainage climatique" calculé mensuellement selon la formule :  $d = P - ETP$  tous les mois où  $P$  est supérieure à  $ETP$ . Le drainage climatique annuel est égal à la somme des drainages mensuels diminuée arbitrairement de 100 mm pour tenir compte de la réserve en eau des sols.

Les résultats sont présentés sous la forme d'un diagramme pluviosité/drainage schématisant le transect climatique, diagramme sur lequel figurent les médianes, ainsi que les premiers et troisièmes quartiles (Fig. 15).

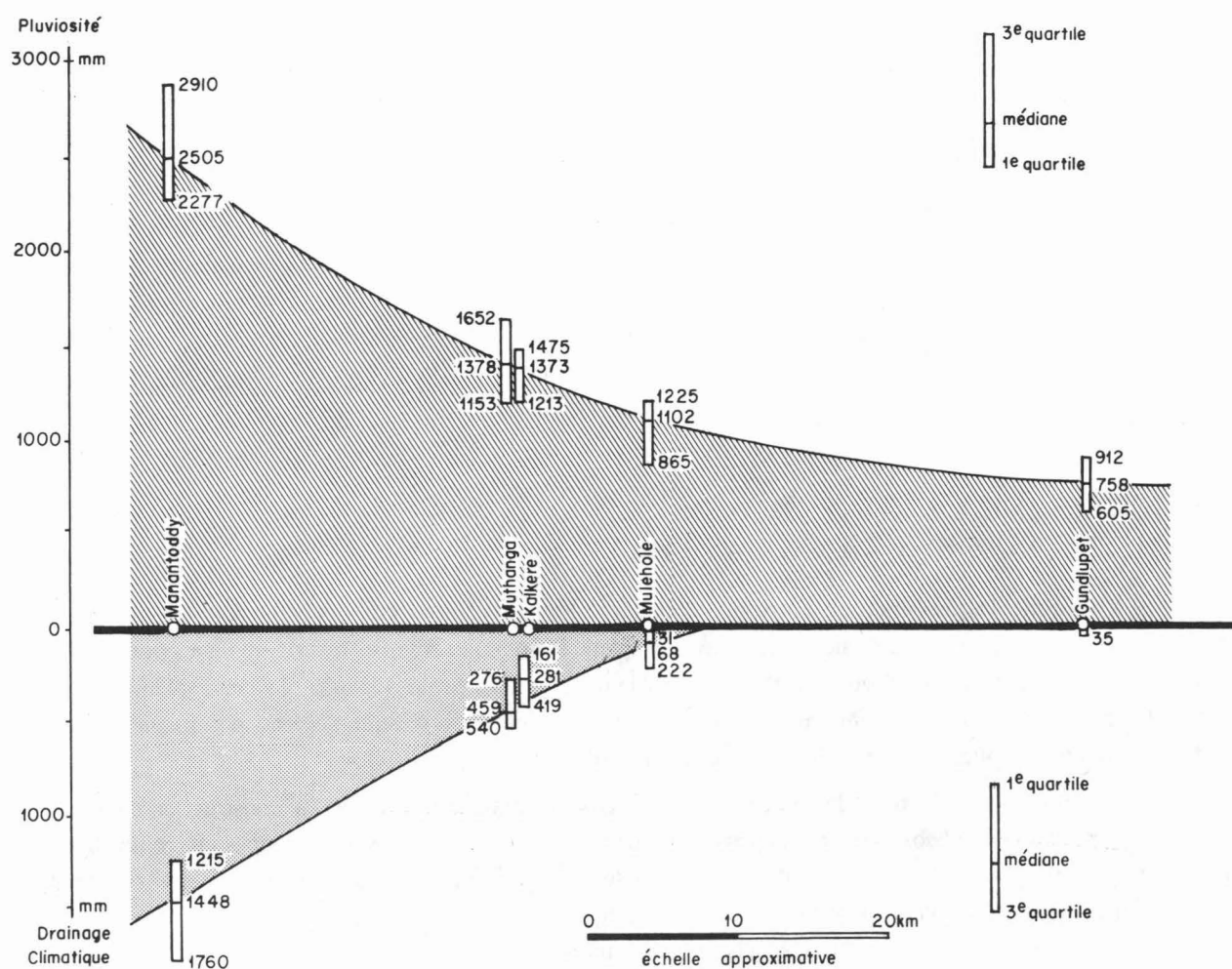


Fig. 15. Schéma du bilan hydrique calculé le long du transect climatique au sud du Karnataka (période 1945-1983).

Les calculs ont été effectués, à l'aide des données pluviométriques disponibles sur la période 1945-1983, pour les stations de Gundlupet, Kalkere, Mulehole, Muthanga et Manantoddy. Les valeurs de l'ETP de

Hassan ont été utilisées dans le calcul du bilan hydrique à Manantoddy; celles de l'ETP de Mysore dans le calcul du bilan des autres stations<sup>1</sup>.

Calculé selon cette méthode, le drainage ne devient effectif en année médiane que quelques kilomètres à l'est de Mulehole. Avant cela, c'est-à-dire plus à l'est, les pluies ne sont pas assez importantes, ou pas assez concentrées dans le temps, pour entraîner un drainage profond régulier.

### III — GEOMORPHOLOGIE REGIONALE

La région étudiée est située immédiatement en contrebas du massif des Nilgiri; sa morphologie a été décrite lors de l'étude générale de reconnaissance (BOURGEON, 1989). Les observations réalisées lors de cette reconnaissance permettaient de conclure à l'existence de trois zones bien distinctes morphologiquement, qui correspondent d'ailleurs aux trois subdivisions climatiques envisagées précédemment.

#### A - MODELE DE LA ZONE SEMI-ARIDE DE GUNDLUPET

A la zone semi-aride correspond une pédiplaine d'altitude moyenne voisine de 900 m. Vers Gundlupet, elle est formée de glacis faiblement concaves; selon la terminologie de TRICART et CAILLEUX (1969), il s'agit de glacis de dénudation dans la partie amont du versant, qui passent à des glacis colluviaux ou d'accumulation vers l'aval. A l'amont ces glacis se raccordent très souvent à un relief rocheux de forme grossièrement conique. Ces glacis forment donc bien ce qu'il est convenu d'appeler une **pédiplaine**; ils sont parsemés de très nombreux affleurements rocheux (cf. Fig. 47, p. 130).

La région de Gundlupet est dominée par l'imposant relief du Gopalswami Betta (1 454 m), qui porte à son sommet des héritages ferrallitiques importants (BOURGEON, 1989).

#### B - MODELE DE LA ZONE HUMIDE DE MUTHANGA-SULTAN'S BATTERY

A la zone la plus humide correspond un **modélé de collines convexes et bas-fonds plats**. Modelé de demi-oranges qui peut prendre une allure très aplatie à proximité des axes hydrographiques principaux; les bas-fonds occupent alors environ 50 % de la superficie totale et forment un véritable niveau d'aplanissement actuel. Les bas-fonds principaux sont tous orientés dans la même direction. Ces alignements pourraient résulter de différences lithologiques induisant des vitesses d'altération différentes.

Une altération très profonde va de pair avec ce type de modelé; les travaux de construction entrepris dans ces zones permettent d'observer des coupes de plus d'une dizaine de mètres. Sur ces coupes une mince ligne de gravats, véritable "stone-line", reproduit, à une profondeur souvent supérieure à un mètre, la convexité de la colline. Cette ligne de gravats incorpore et remanie fréquemment en bas de pente une terrasse alluviale reconnaissable à de nombreux galets roulés; cette terrasse épouse aussi la convexité générale du bas de pente. La présence de galets roulés, dans une zone d'altération intense où les rivières ne transportent plus aujourd'hui que du sable fin, prouve que des climats beaucoup plus secs ont dû exister dans cette région.

---

<sup>1</sup> Toutes ces estimations de drainage climatique sont imparfaites, car elles utilisent la pluviosité d'une année donnée combinée à une valeur moyenne de l'ETP calculée à plusieurs dizaines de kilomètres dans une région de fort gradient climatique. La prise en compte d'une réserve utile uniforme et égale à 100 mm en tous les points du transect climatique constitue aussi une approximation peu satisfaisante.

## C - MODELE DE LA ZONE DE TRANSITION CLIMATIQUE

Aux glaciaires de la zone sèche succède un modelé convexo-concave qui devient de plus en plus convexe en allant vers la zone humide. Dans cette région, les versants sont assez irréguliers et semblent avoir été affectés par une phase de rajeunissement relativement récente qui a épargné les sommets d'interfluviaux. Ce rajeunissement, décelable à l'examen attentif du fond topographique — les photographies aériennes ne sont pas consultables en Inde —, est encore plus net quand on s'intéresse aux sols (cf. 3<sup>e</sup> partie).

## D - ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE GEOMORPHOLOGIQUE REGIONALE

Plusieurs indices de terrain, relevés dans les paragraphes précédents, permettent de tenter une reconstitution de l'histoire géomorphologique de cette partie sud du plateau de Mysore qui se situe, il faut le rappeler, au pied des Nilgiri. Quelle que soit l'hypothèse retenue pour le soulèvement des Nilgiri, on peut considérer le Gopalswami Betta comme un phénomène annexe de ce soulèvement.

La région dans son ensemble a été soumise à des paléoclimats humides et à une paléopédogenèse ferrallitisante, les héritages situés au sommet du Gopalswami Betta en sont la preuve. Les sols issus de cette phase humide ont ensuite été découpés lors d'une ou plusieurs phases sèches : c'est évident en zone semi-aride, où on ne les retrouve pas; en zone humide, la terrasse de galets constitue aussi un bon indice de l'existence d'un tel décapage. En ce qui concerne la zone de transition, il est peu probable qu'elle ait échappé à l'alternance climatique affectant les deux zones qui l'encadrent. Un argument supplémentaire en faveur du décapage de cette zone de transition sud est fourni par la cartographie de reconnaissance (BOURGEON, 1989). En effet, si l'on suit cette transition vers le nord, par exemple dans la région d'Hassan, on constate que les sols présentent des caractères monosiallitiques de plus en plus affirmés au niveau des altérites ainsi que des indices importants de lessivage ou d'appauvrissement des horizons supérieurs. Ces sols semblent beaucoup plus évolués que ceux du sud et ont été interprétés comme le résultat de l'évolution d'une ancienne couverture ferrallitique en conditions devenues plus sèches.

A la question de l'âge du décapage généralisé de l'ancienne couverture ferrallitique dans le sud du plateau de Mysore, il est actuellement impossible d'apporter une réponse précise. Ce décapage est suffisamment ancien pour avoir permis la reconstitution d'une couverture pédologique importante, notamment en zone humide où les sols ferrallitiques ont une dizaine de mètres d'épaisseur; il ne peut donc pas être corrélé aux ralentissements ou arrêts de la mousson du sud-ouest signalés par DUPLESSY (1982), VAN CAMPO (1983), FONTUGNE et DUPLESSY (1985) au cours du Quaternaire, qui sont bien trop récents pour cela. DEMANGEOT (1975), en utilisant la méthode des dépôts corrélatifs, attribue un âge Miocène supérieur (8-10 ma) à la pédiphanation de la surface de Mysore; cette pédiphanation ayant accompagné, toujours selon cet auteur, un changement climatique important : passage d'un climat humide à un climat semi-aride. Si une telle date doit être retenue pour une pédiphanation générale et un changement climatique fondamental, une deuxième phase de décapage ne concernant que le sud du plateau doit être envisagée pour tenir compte des différences nord - sud (dans l'aspect de la zone de transition) déjà évoquées. Un âge fin Tertiaire ou début Quaternaire constitue l'hypothèse la plus probable pour ce deuxième raclage. Ce second événement, plus localisé dans l'espace que le premier, pourrait alors ne pas avoir de cause climatique, mais être d'origine uniquement tectonique.

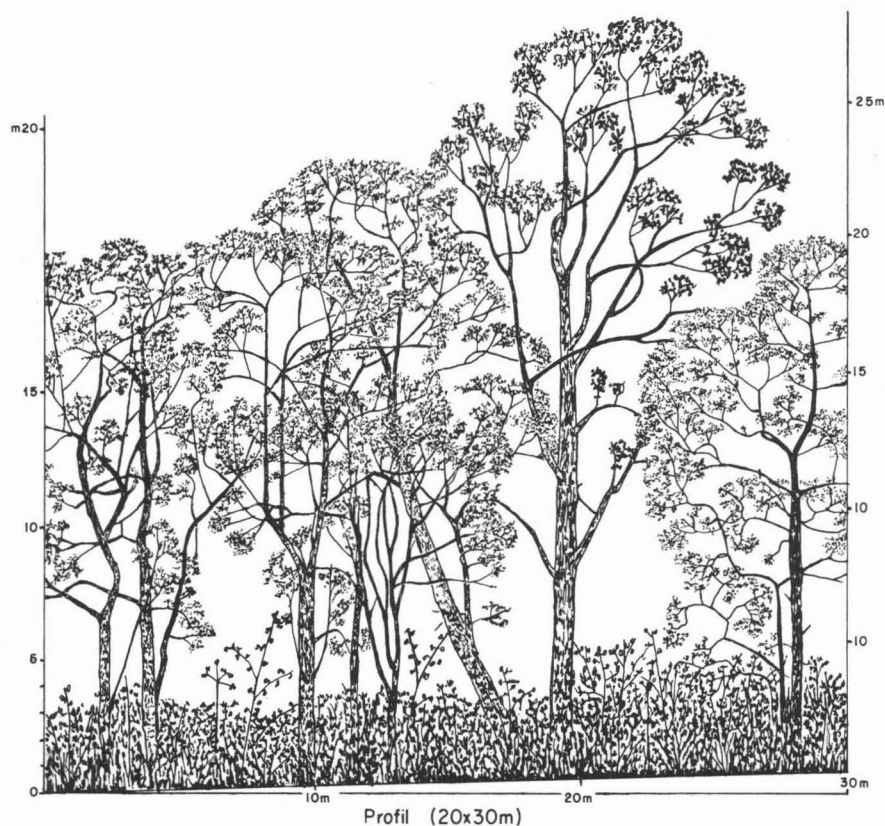
Le rajeunissement qui affecte les bas de versants de la zone de transition est un phénomène beaucoup plus récent et d'ampleur beaucoup plus réduite que le décapage généralisé de l'ancienne couverture ferrallitique.

## IV — VEGETATION

Les équipes de l'Institut Français de Pondichéry ont cartographié la végétation à deux reprises et à deux échelles différentes dans la région étudiée.

La première carte de la végétation au 1/1 000 000 (feuille *Cape-Comorin*, GAUSSEN *et al.*, 1961) n'a, étant donné son échelle, qu'une valeur schématique pour la présente étude.

La seconde carte est plus intéressante, car plus détaillée : elle est au 1/250 000 et ne concerne que l'ouest de la péninsule indienne (PASCAL, 1982 *a*, 1986). Cette carte a été réalisée en utilisant le concept de formation végétale définie par sa physionomie, sa phénologie et sa composition floristique. Les limites des différentes formations ont été tracées en s'aidant de l'imagerie satellitaire et les différentes cultures annuelles n'ont pas été représentées. La carte apporte d'intéressantes précisions sur les types forestiers qui se succèdent d'est en ouest au niveau de la zone de transition climatique et qui varient entre un pôle décidu sec représenté par la formation à *Anogeissus-Tectona-Terminalia* et un pôle décidu humide représenté par la formation à *Lagerstroemia-Tectona-Dillenia*. Ces forêts (Fig. 16) sont considérées comme des formations climaciques; quand elles n'ont pas été dégradées par l'action anthropique, la projection des couronnes au sol couvre environ 75 % de la surface.



**Fig. 16.** Profil de la végétation dans la forêt classée de Begur (Begur R. F.) située à proximité du transect climatique étudié : forêt dense décidue de type intermédiaire entre la formation à *Lagerstroemia-Tectona-Dillenia* et la formation à *Anogeissus-Tectona-Terminalia*. (Source : PASCAL, 1986.)

# Conclusions

Les caractéristiques générales du milieu naturel de l'ensemble de la péninsule indienne ont été esquissées au premier chapitre; les « sols rouges », tels qu'ils sont actuellement délimités en Inde, sont apparus comme déterminés par deux facteurs :

- le climat : ce sont des **sols de la zone semi-aride**;
- et la roche mère : il s'agit essentiellement de sols **développés sur socle cristallin**.

La région de Gundlupet, au sud du plateau de Mysore, a été sélectionnée comme site principal d'étude et les caractéristiques particulières de ce site ont été précisées au second chapitre.

Il faut maintenant aborder l'étude des sols de ce site principal; pour cela, on considérera successivement :

- les « sols rouges » de la zone semi-aride située autour de Gundlupet;
  - les « sols rouges » d'une climatoséquence qui part, à l'est, de la zone semi-aride de Gundlupet pour se terminer, à l'ouest, avec les premiers sols ferrallitiques du Kerala voisin.
-





*Deuxième partie*

**LES « SOLS ROUGES » DE LA ZONE  
SEMI-ARIDE DE GUNDLUPET**



# Introduction

La zone semi-aride qui entoure Gundlupet est assez fortement peuplée<sup>1</sup> et intensivement cultivée (cultures essentiellement pluviales). Les possibilités d'y observer la couverture pédologique sont nombreuses, talus de routes, carrières, fossés, ravines... Les observations les plus efficaces sont cependant celles que permettent les nombreux puits creusés au cours des années 80, puits destinés à l'irrigation d'appoint des cultures, mais souvent à sec, surtout dans les parties moyennes et hautes du paysage. Ces puits correspondent à des excavations importantes; ils ont une section horizontale rectangulaire dont les côtés mesurent entre cinq et dix mètres, leur profondeur atteint et dépasse souvent dix mètres et ils sont rarement murés.

Ces divers puits et coupes permettent de se rendre compte que les parties hautes et moyennes des versants, caractérisées par des « sols rouges » développés "in situ", contrastent avec les parties basses, sièges de colluvionnements épais de plusieurs mètres.

L'étude pédologique de la coupe de l'un de ces puits, le puits GU01, représentative de ce que l'on observe en position centrale sur le versant, constituera la première étape de la caractérisation des sols de la zone semi-aride de Gundlupet; on lui consacrera deux chapitres (3 et 4).

L'étude de la toposéquence passant par ce premier puits permettra ensuite de mieux en préciser la représentativité (chapitre 5).

D'autres sols et d'autres toposéquences de « sols rouges » seront décrits au chapitre suivant (6); avant de conclure par une vue d'ensemble sur les « sols rouges » de la zone semi-aride de Gundlupet.

---

<sup>1</sup>Le taluk (division administrative de base en Inde) de Gundlupet a une superficie de 1 405 km<sup>2</sup> dont 40 % sont cultivés et seulement 1,65 % irrigués. La densité moyenne de population pour le taluk est de 120 hab/km<sup>2</sup>.



# 3

## **Etude pédologique du puits GU01** **Morphologie et caractérisation** **physico-chimique globale**

Dans ce chapitre, seront abordés successivement les descriptions macro et micromorphologique des différents niveaux du puits GU01, leur caractérisation analytique selon les méthodes classiques de la pédologie et l'étude des différentes formes du fer.

### **I - DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE**

Le puits GU01 est situé à 4 km à l'ouest de la localité de Gundlupet sur un glacis. On descend dans le puits par un escalier taillé dans les arènes; à mi-hauteur (6 m) une plate-forme destinée à recevoir la pompe a été aménagée.

La coupe du puits permet de distinguer très nettement trois ensembles ou groupes de niveaux (Fig. 17 et 18) :

- un ensemble supérieur d'horizons rouges à peu près dépourvus d'éléments grossiers (ces horizons, meubles, ont été dégagés sur 2 m autour du puits pour éviter les éboulements);
- un ensemble médian de concentration des éléments grossiers : la nappe de gravats; les filons de la roche semblent se coucher à ce niveau;

— un ensemble inférieur ou profond constitué de roches variées plus ou moins décomposées; la décomposition de la roche consistant essentiellement en une désagrégation, on peut employer les termes arènes et arénisation.

Cette répartition en trois niveaux est caractéristique et se retrouve sur de nombreuses autres coupes de la région. C'est aussi une organisation commune à de nombreux sols tropicaux, notamment ferrallitiques; une littérature abondante lui a été consacrée et récemment FAURE et VOLKOFF (1989) ont proposé une méthode de cartographie pédologique basée sur les caractéristiques et l'ordonnement dans le paysage de ces trois types de niveaux.

La description qui suit est présentée de bas en haut pour suivre l'évolution depuis la roche jusqu'au « sol rouge » proprement dit.

## A - L'ENSEMBLE INFÉRIEUR - ROCHES ET ARENES

### 1.- Les différentes roches

Au niveau de la coupe, on observe quatre types pétrographiques principaux disposés en bancs très redressés :

— un gneiss gris clair (leucocrate) à grain fin et à foliation fruste (75 % des roches de la coupe), il est constitué de quartz, feldspaths et biotite;

— un gneiss à amphibole, plus sombre, à structure grenue moyenne (5 % des roches de la coupe). Les minéraux clairs qui accompagnent les amphiboles sont essentiellement des feldspaths et quelques cristaux de quartz; la roche présente une foliation d'autant plus nette que les feldspaths sont plus abondants;

— une amphibolite à structure grenue très fine, presque noire (15 % des roches de la coupe). D'assez nombreux minéraux clairs (plagioclases) accompagnent encore les amphiboles, mais il n'y a pas de litage net.

— une amphibolite grenue grossière, difficile à examiner, car très décomposée (5 % des roches de la coupe);

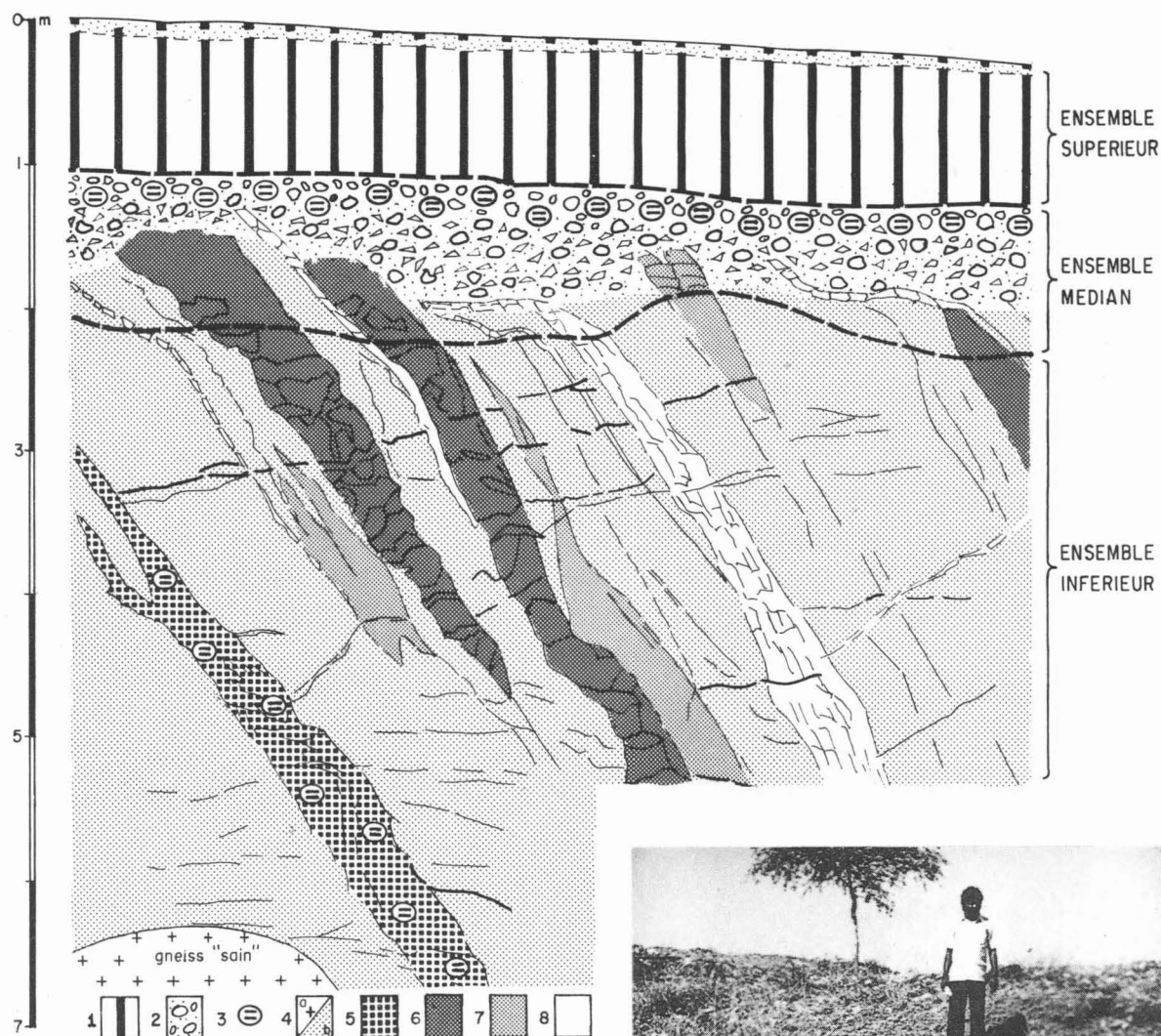
Les quartzites, constituants traditionnels du socle de cette région (JANARDHAN, 1986), sont rares ici (moins de 1% de la coupe) et ne sont pas ferrières.

L'épaisseur de chaque banc rocheux est de l'ordre de quelques décimètres; elle atteint rarement le mètre. La coupe est parcourue par un réseau de filons de quartz qui ne suivent pas systématiquement le pendage général des différents bancs précédemment décrits. Ces filons ont une épaisseur comprise entre un et quelques centimètres.

Ces observations et les résultats des quelques analyses effectuées (TABL. I, chapitre 2; où l'analyse d'amphibolite correspond à une amphibolite fine) sont parfaitement en accord avec les études récentes de JANARDHAN *et al.*<sup>1</sup> (1979, 1981, 1982, 1986) sur la géologie des environs de Gundlupet et attestent de la représentativité du puits au plan de la géologie régionale.

---

<sup>1</sup>Ces auteurs notent en effet que le socle régional est constitué de gneiss comportant de nombreuses enclaves affectées par un métamorphisme à faciès d'amphibolites. Les enclaves sont interprétées comme des résidus de séries volcano-sédimentaires anciennes (dites de Sargur); elles sont constituées notamment de quartzites ferrugineux, pélites, amphibolites et de marbres (JANARDHAN *et al.*, 1981, 1986) et se présentent le plus souvent en bancs «stratifiés» dans les gneiss. Les gneiss prélevés pour datation dans la région font partie d'une suite allant des tonalites aux granodiorites et présentent un âge de 2 830 ma (JANARDHAN et VIDAL, 1982).



↑ Fig. 17. Schéma de la paroi est du puits GU01.  
Légende : 1 - horizons rouges; 2 -nappe de gravats; 3 -  
nodules calcaires; 4a - gneiss gris "sain"; 4b - arènes du  
gneiss gris; 5 - amphibolite grossière; 6 - amphibolite  
fine; 7 - gneiss à amphibole; 8 - quartz et quartzites.

⇒ Fig. 18. Photo de la coupe du puits GU01  
correspondant à une partie de la figure précédente.  
La plate-forme sur laquelle se tient le personnage a  
été aménagée au sommet de la nappe de gravats.





## 2.- Les arènes

Si l'on considère que l'aptitude à l'arénisation d'une roche est inversement proportionnelle à la profondeur à laquelle elle apparaît "saine" dans la coupe, les différentes roches du puits GU01 se classent de la façon suivante dans l'ordre d'une aptitude à l'arénisation décroissante (entre parenthèses sont indiquées les profondeurs approximatives d'apparition de la roche "saine") :

**amphibolite grossière (>10 m) >> gneiss gris (5-8 m) > amphibolite fine et gneiss à amphibole (1,2-3 m)**

Ce classement montre que la structure de la roche semble ici plus importante que sa composition chimique pour expliquer sa sensibilité (ou au contraire sa résistance) aux processus d'altération. Il est en effet surprenant que le gneiss gris se classe entre les deux types d'amphibolites.

L'altération des amphibolites grossières est très poussée et dépasse le stade d'une simple désagrégation; elle s'accompagne d'une très importante individualisation de carbonate de calcium en nodules et lamelles qui imprègnent la masse de l'amphibolite altérée et lui confèrent une certaine cohésion. Du fait de cette forte altération, les passages d'amphibolite grossière se présentent "en creux" par rapport à la paroi de la coupe, une partie de la roche pourrie s'étant effondrée depuis l'ouverture du puits. Il est très difficile de retrouver dans cette masse altérée des minéraux qui ne se réduisent pas en poussière sous la simple pression des doigts.

Du fait de la profondeur d'altération inégale des différents bancs rocheux et de leur pendage sub-vertical au niveau de la coupe, l'arène la plus abondante, celle du gneiss leucocrate, se retrouve sous forme des poches limitées par des "murs" d'amphibolite fine et de gneiss à amphibole. L'intensité de l'arénisation du gneiss est assez irrégulière, des échantillons les moins désagrégés ne sont pas systématiquement les plus profonds. Au sommet de l'arène, on observe les premiers indices d'encroûtement. L'ensemble des arènes a été affecté de nombreux micro-déplacements que l'on peut déceler et même mesurer grâce au tracé en baïonnette des filons de quartz.

## B - L'ENSEMBLE MEDIAN - LA NAPPE DE GRAVATS

Une observation rapide permet de distinguer, à la base de l'ensemble médian, une zone de déstabilisation des filons et bancs rocheux qui se couchent en se disloquant et, au-dessus, une zone d'accumulation des éléments grossiers formant la nappe de gravats proprement dite.

### 1.- La zone de déstabilisation

Entre 185 et 150 cm<sup>1</sup> les filons de quartz ainsi que les bancs de roches peu altérées se courbent en se fragmentant. Ce début de fauchage des filons, bien visible sur la photo de la figure 18, se fait «à contre-pente» dans le cas du puits GU01. Entre les filons fauchés on retrouve, mêlés à d'abondants fragments d'arène très friables, quelques remplissages terreux rouges (2,5 YR 4/6 sec). Une fraction importante des micas présents dans l'arène apparaît ici fortement décolorée. Il n'y a pas de structure développée dans ce niveau, mais une porosité importante; on observe des accumulations calcaires sous forme de pseudomycélium abondant dans les remplissages terreux rouges

---

<sup>1</sup>Toutes les profondeurs données ici correspondant à une partie de la coupe, elles ne sont donc qu'indicatives; des observations réalisées à quelques mètres sur la même coupe auraient donné des profondeurs différentes, mais l'ordre des différents niveaux serait resté le même.

*Observations complémentaires réalisées à la loupe.*

Les minéraux des fragments d'arène apparaissent très disjoints, mais quartz et feldspaths conservent un éclat vitreux. Le pseudomycélium de la terre rouge est constitué de très longues et fines aiguilles qui se développent dans la porosité; quand celles-ci deviennent nombreuses, l'ensemble prend un aspect floconneux.

**2.- La nappe de gravats proprement dite**

Plus haut, à partir de 150 cm et jusqu'à 115 cm, le sol est constitué des débris mélangés des différentes roches et de terre rouge : c'est la nappe de gravats proprement dite. Un encroûtement calcaire discontinu (nodules et rognons selon la terminologie de RUELLAN, 1971) et peu cohérent s'est développé dans ce niveau. Les directions des filons et des bancs de roche plus résistants ont disparu. La couleur de la terre fine entre les éléments grossiers est rouge; elle varie entre 2,5 YR 4/8 (sec) à 125 cm et 2,5 YR 4/6 (sec) à 140 cm. Quand l'accumulation calcaire des nodules et rognons s'est effectuée dans une zone riche en quartz, l'encroûtement a un aspect de poudingue; lorsque c'est une zone de terre fine qui a servi de piège au calcaire, on observe le développement d'un réseau de cloisons qui divise la masse terreuse rouge en cellules.

**C - L'ENSEMBLE SUPERIEUR - LE « SOL ROUGE »**

Le « sol rouge » ayant été dégagé sur tout le pourtour du puits, les observations ont été réalisées en retrait par rapport à la paroi du puits grâce à une fosse creusée jusqu'à l'arène (2 m). Le « sol rouge » proprement dit est relativement peu différencié; on distingue néanmoins très bien l'horizon supérieur (qui correspond à la couche labourée du champ voisin) : il est en effet beaucoup plus meuble et sableux que le reste du sol qui ne présente qu'un faible gradient de couleur, de texture et de teneur en carbonates.

**(a) - DESCRIPTION PEDOLOGIQUE DU SOL ROUGE**

En surface, dans la parcelle cultivée, nombreuses remontées biologiques sur les résidus végétaux (termites) et sous forme de petits cratères coniques au débouché de galeries (fourmis).

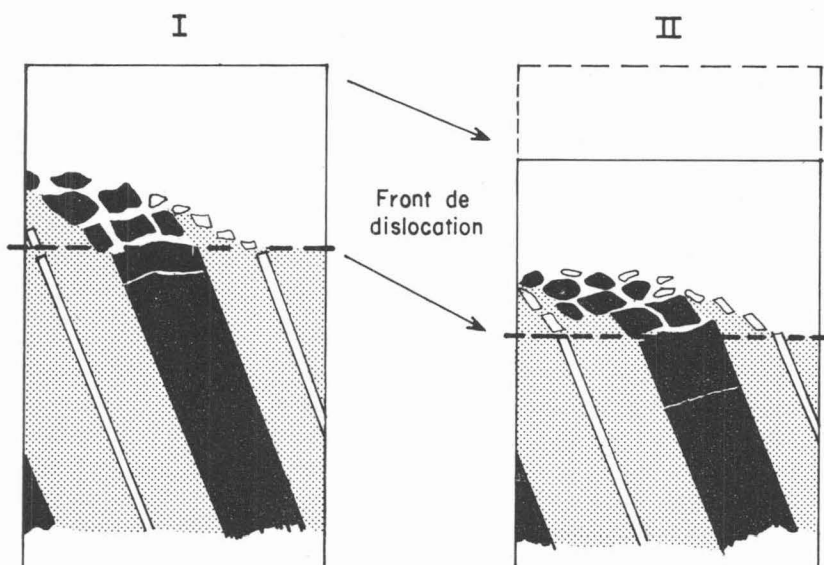
0 - 10 cm	Horizon Ap sec; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 sec); non (ou peu) organique; sans éléments grossiers; à structure particulière; meuble; texture limono-sableuse. Transition sur 0,5 cm régulière.
10 - 70 cm	Horizon B humide; brun rougeâtre sombre (2,5 YR 3/4 humide); non organique; sans éléments grossiers; structure continue à éclats anguleux; compact, plastique, très friable; texture argilo-sableuse; porosité constituée essentiellement de nombreux chenaux de 1 mm de diamètre s'élargissant en loges de 3-4 mm de diamètre, les chenaux et les loges sont partiellement remplis de micro agrégats rouges de 0,2 mm de diamètre; quelques racines fines; rares termitières hypogées vides. Transition sur 5 cm, régulière.
70 - 100 cm	Horizon B sec; rouge (2,5 YR 4/6 sec); non organique; sans éléments grossiers; structure continue à éclats anguleux; compact, plastique, non fragile; texture argilo-sableuse; quelques fentes de 1 mm espacées de 20 cm; porosité identique à celle de l'horizon précédent; quelques racines fines; revêtements organiques noirs, peu nombreux, associés aux fentes; nombreuses termitières hypogées avec meules. Transition sur 5 cm, régulière.
100 - 115 cm	Horizon Bk sec; rouge jaunâtre (5 YR 5/6 sec); quelques taches rouges (2,5 YR 4/8); non organique; éléments secondaires calcimagnésiques en pseudomycélium; sans éléments grossiers; structure polyédrique subanguleuse fine, peu nette; compact, plastique; texture argilo-sableuse; nombreux pores fins. Transition en 2 cm, ondulée.

## (B) - COMMENTAIRES CONCERNANT L'ETAT HYDRIQUE DU PROFIL

Cette description a été réalisée début septembre 1988 et l'état d'humidité du profil reflète bien le fonctionnement hydrique de ce type de sol : en 1988 ( $P = 695$  mm), le mois de juillet a été particulièrement sec puisqu'il n'est tombé que 18 mm (moyenne 1946-75 : 72 mm); août a ensuite été normalement arrosé, 88 mm; en supposant une certaine perte par ruissellement et une réserve en eau de l'ordre de 1 mm/cm d'épaisseur de sol, il est logique d'observer en septembre un front d'humectation situé vers 70 cm de profondeur. L'état sec de l'horizon cultivé s'explique par l'évaporation pendant les jours qui ont précédé la date d'observation.

## D - INTERPRETATIONS : ORIGINE DE LA MORPHOLOGIE GENERALE DU PROFIL

Les vestiges de filons et bancs rocheux fauchés "à contre-pente", mais conservant partiellement leur orientation dans la zone de dislocation, garantissent qu'il n'y a pas eu de raclage généralisé du versant atteignant le sommet de l'arène. Les filons semblent au contraire s'être effondrés sur place selon un schéma qui a déjà été décrit (BOURGEON, 1987 *a*) et qui est rappelé ici (Fig. 19). Si l'effondrement sur place est particulièrement bien illustré sur les profils tels que celui de la coupe du puits GU01, c'est en raison de la présence de nombreux filons et bancs de roches relativement résistants à l'altération, présentant un pendage sub-vertical, mais légèrement inclinés vers l'amont du paysage; toute autre disposition eût été moins démonstrative.



**Fig. 19.** Schéma explicatif du fauchage des filons "à contre-pente" : I et II représentent deux stades d'évolution successifs; au cours de l'évolution la surface topographique s'abaisse (sous l'effet de l'érosion pluviale au sens de TRICART, 1969) et le front de dislocation descend.

Le processus qui permet aux filons de s'effondrer sur place est un processus d'enlèvement (ou de dissolution) de matière, terre fine ou arène très friable, autour des éléments rocheux plus résistants. Des circulations latérales d'eau (COLLINET, 1969) pourraient participer à cet enlèvement de matière, mais on n'observe aucun indice, par exemple un horizon blanchi très grossier, de l'existence de telles circulations. En revanche, les traces d'activité biologique sont abondantes, aussi bien au niveau de la nappe de gravats, qu'à la surface du sol; aussi l'hypothèse la plus vraisemblable que l'on puisse avancer pour expliquer la morphologie particulière de ces nappes de gravats est-elle celle d'une intervention importante de la faune du sol qui, par des

remontées continues de matière fine meuble, contribue à «vider» l'ensemble médian de ses éléments fins et à en faire un niveau de concentration relative des éléments grossiers [à la manière de ce qu'a observé ESCHENBRENNER (1988) dans le nord de la Côte d'Ivoire, pour les concentrations glébulaires des sols ferrallitiques].

L'hypothèse d'une contribution importante de la faune du sol à la constitution d'une nappe de gravats n'est pas nouvelle; elle a déjà été avancée par de nombreux auteurs dans d'autres régions depuis plus de 30 ans. Différentes mises au point bibliographiques sur le sujet ont été faites par COLLINET (1969), LEVEQUE (1969, 1979), BACHELIER (1978) ou encore plus récemment par GOUDIE (1988).

L'étude micromorphologique de la partie supérieure des arènes et de la nappe de gravats s'attachera à conforter cette hypothèse «biologique» de l'origine de la nappe de gravats; mais on peut déjà signaler :

— qu'elle rend parfaitement compte d'un certain mélange au niveau de la nappe de gravats d'éléments provenant de filons et bancs rocheux de natures différentes sans qu'il soit besoin de faire appel à des phénomènes érosifs superficiels, le "front de dislocation" représenté sur la figure 19 est de conception très semblable au "front de déstructuration" de COLLINET (1969).

— qu'elle a un corollaire : les horizons supérieurs, c'est-à-dire pratiquement tout le « sol rouge », représentent dans ce schéma le résultat des remontées biologiques. Ce corollaire devra être conforté par l'examen des données physico-chimiques et minéralogiques.

## II — OBSERVATIONS MICROMORPHOLOGIQUES

L'étude micromorphologique d'échantillons prélevés sur la coupe a été réalisée pour compléter l'observation macromorphologique en insistant sur les points suivants :

- description de l'arénisation;
- description des modalités de l'encroûtement;
- étude détaillée des traces et des effets de l'activité biologique au niveau de la nappe de gravats et des horizons supérieurs.

### A - ROCHES ET ARENES

#### 1.- Etude pétrographique des roches du puits GU01

Des échantillons de gneiss gris, de gneiss à amphibole et d'amphibolite fine, ont été prélevés pour examen en lames minces parmi les blocs les moins altérés des déblais du puits; il a été impossible de retrouver dans ces déblais un seul bloc d'amphibolite grossière qui ne soit pas fortement altéré.

##### (a).- GNEISS GRIS (PL. I, photos 1 et 2)

Présentant une structure granoblastique, il est constitué principalement de quartz, plagioclase, microcline et biotite.

— le quartz est le minéral le plus abondant; il forme le plus souvent des massifs polycristallins, de taille voisine du millimètre, constitués de cristaux xénomorphes assez fortement engrenés. Il peut être aussi présent en petits cristaux à l'intérieur des plagioclases ou encore sous forme de myrmékite.

— les plagioclases, constitués essentiellement d'oligoclase (An 20-25 %), sont très abondants. La taille des cristaux est de l'ordre du millimètre; ils présentent un aspect sain.

— les feldspaths potassiques sont représentés par du microcline peu abondant en petits cristaux de taille 0,2 - 0,5 mm et d'aspect sain.

— la biotite est peu abondante, présente sous forme de minéraux généralement isolés, plus rarement regroupés par deux ou trois, mais jamais en lits continus. Leur forme est grossièrement rectangulaire ou trapézoïdale en section perpendiculaire au clivage basal 001. Leur taille est de l'ordre de 0,5 mm et leur aspect sain; les clivages sont très fins et l'extinction droite est quasi parfaite en L.P.A.

#### (b).- GNEISS A AMPHIBOLE ET AMPHIBOLITE FINE

Ces deux roches ont aussi une structure granoblastique. L'amphibolite est formée essentiellement d'amphiboles (80 %) et de plagioclases, la biotite est peu abondante, le quartz est rare. Le gneiss à amphibole examiné en lame mince est sensiblement différent, les amphiboles disposées en lits sombres sont beaucoup moins abondantes (environ 60 %) que dans l'amphibolite précédente, la biotite est absente et les plagioclases constituent l'essentiel des minéraux des lits clairs, le quartz est rare, en petits cristaux xénomorphes; c'est donc l'empilement de lits de couleurs différentes qui justifie l'appellation gneiss de cette roche que l'on pourrait tout aussi bien nommer amphibolite rubanée.

### 2.- Etude des arènes du gneiss gris

Etant donnée la complexité lithologique de la coupe, l'absence d'échantillon de roche saine pour l'amphibolite grossière et d'arène pour l'amphibolite fine, l'étude de l'arénisation a été restreinte à l'observation de ce qui se passe pour le gneiss gris (qui est aussi la roche la plus abondante de la coupe).

#### (a).- ARENE PROFONDE (450 cm)

La structure générale de la roche est bien conservée; par rapport au gneiss sain les modifications sont les suivantes (Pl. I, photos 3 à 6) :

— altération des biotites qui se manifeste par des lisérés brun rouge soulignant les clivages ainsi que par une extinction droite incomplète en L.P.A., certaines biotites sont fragmentées selon les clivages.

— apparition de fissures en réseau polygonal, les nœuds du réseau étant généralement constitués par les biotites (photos 3 et 4). Les biotites paraissent en fait s'être dilatées et elles restent en contact avec les minéraux voisins qui sont disjoints (fissures inter-minérales) ou éclatés (fissures intra-minérales, photos 5 et 6). Les fissures ont, en coupe, une forme qui dépend très largement de l'orientation des biotites voisines par rapport au plan de la coupe : fines (quelques dixièmes de micron) et à bords parallèles quand les biotites sont coupées perpendiculairement au clivage basal 001, larges (quelques dixièmes de millimètre) et irrégulières quand les biotites sont coupées selon le clivage basal; une interprétation de ceci est donnée par la figure 20.

— présence de quelques revêtements (argilanes jaunes) très peu épais et souvent discontinus; ils n'occupent qu'une partie très restreinte du réseau de fissures.

Les minéraux autres que les biotites apparaissent aussi sains dans l'arène profonde que dans la roche.

**Interprétations :** l'arénisation du gneiss gris, telle qu'elle vient d'être décrite, consiste, en un premier temps, en une désagrégation de la roche sous l'effet du gonflement des biotites qui sont les seuls minéraux présentant des traces notables d'altération. Par suite de ce gonflement des biotites, la roche semble globalement se "dilater" au cours de l'arénisation; on parlera de foisonnement.

Une conséquence pratique évidente de ce phénomène est la **non conservation des volumes** dès ce premier stade de l'arénisation bien que les matériaux paraissent, en première analyse (macromorphologique), être "en place". Il reste à quantifier, par des mesures de densité apparente, quelle est l'importance de ce foisonnement et à essayer de préciser la nature de l'altération intervenue au niveau des biotites. Ce foisonnement doit aussi nécessairement se traduire au niveau de l'ensemble de la coupe par des mouvements et une partie au moins des



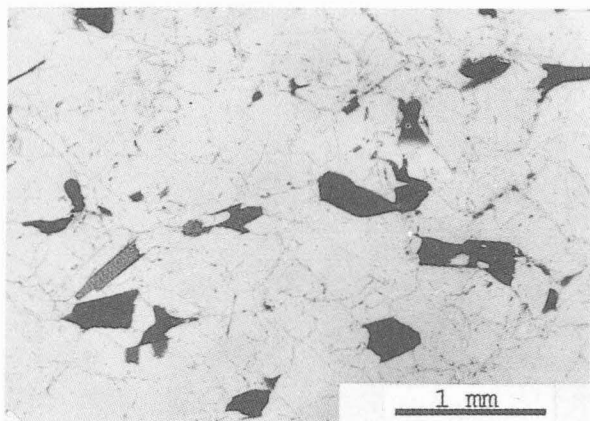


Photo 1 : gneiss gris "sain", L.P.N.A.

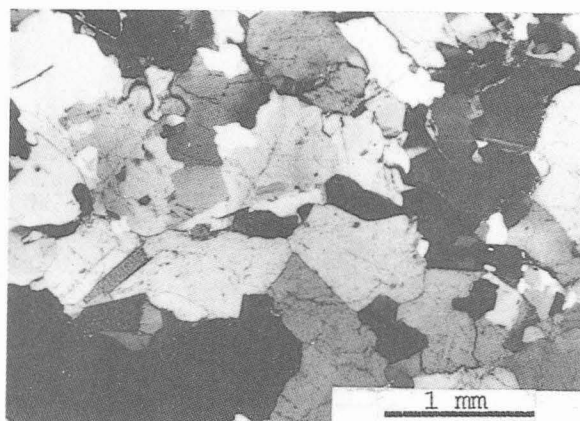


Photo 2 : même vue que 1, L.P.A.

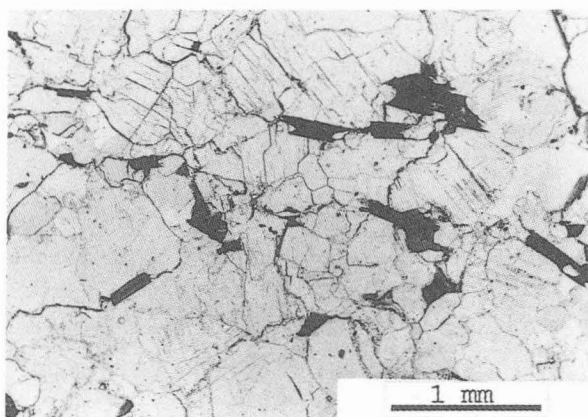


Photo 3 : arène de gneiss gris à 450 cm, L.P.N.A.

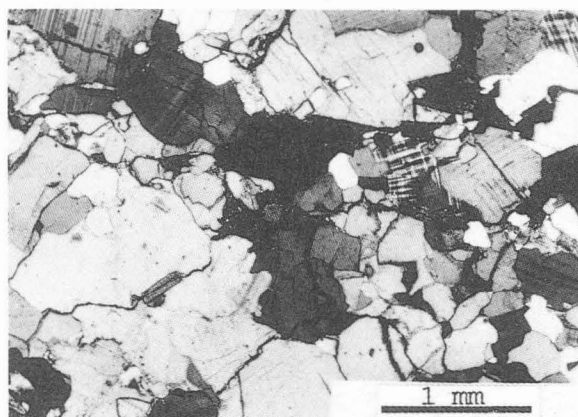


Photo 4 : même vue que 3, L.P.A.

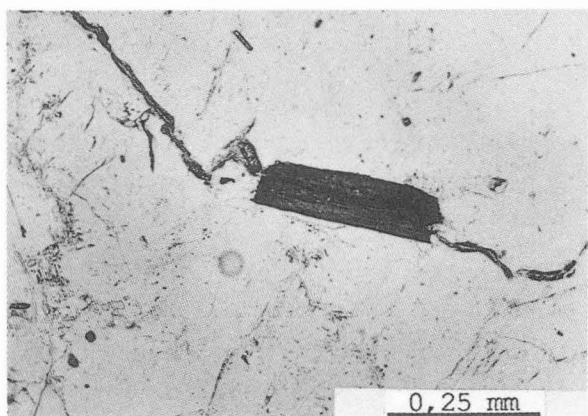


Photo 5 : détail de 3, biotite incluse dans un plagioclase, L.P.N.A.

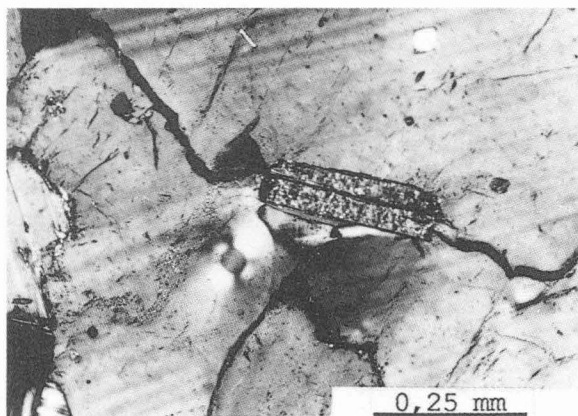
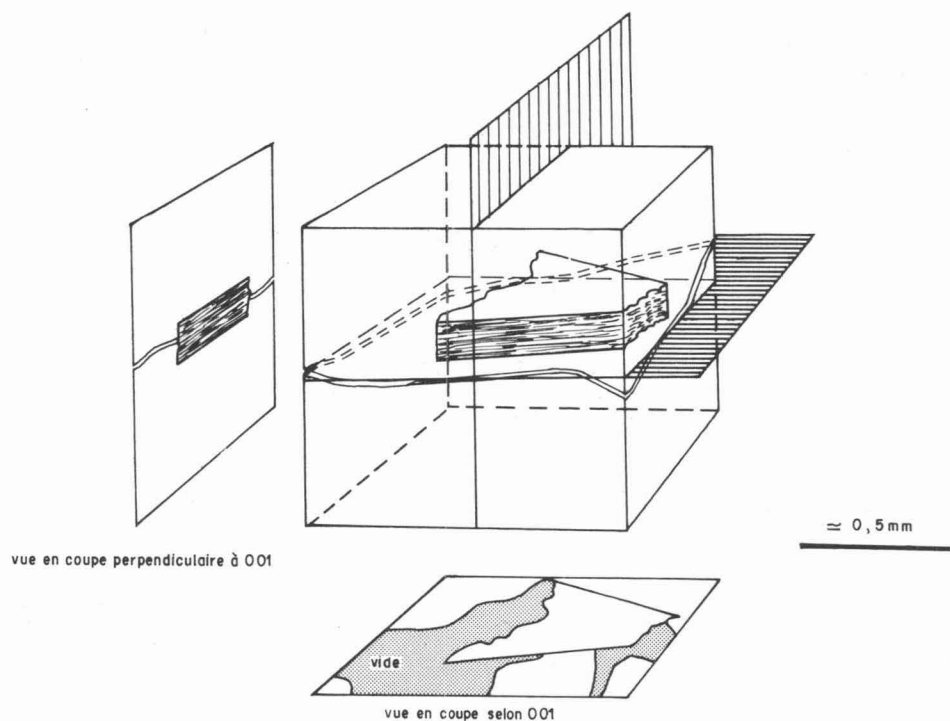


Photo 6 : même vue que 5, L.P.A.

**PLANCHE I :** Profil GU01, micromorphologie du gneiss gris et de son arène profonde (450 cm).



**Fig. 20 :** Effet du gonflement d'une particule de biotite sur la morphologie de la porosité en fonction de l'orientation de la section observée.

microdéplacements observables au niveau des filons de quartz à la base de la coupe est certainement imputable à l'arénisation.

Ce type d'arénisation, pour lequel le gonflement des biotites joue le rôle essentiel, a déjà été décrit notamment par BIRKELAND (1984), ou encore CROOK et GILLESPIE (1986); ces derniers auteurs précisent que, pour que les biotites puissent avoir un effet notable, il faut que leur teneur atteigne au moins 10 % de la roche; ils se basent, pour dire cela, sur les travaux de D'ISHERWOOD et STREET (1976) et de BUSTIN et MATHEWS (1979).

(b).- PARTIE SUPERIEURE DE L'ARENE (200 cm)

Plusieurs échantillons ont été prélevés à la partie supérieure de l'arène "en place", c'est-à-dire vers 200 cm : l'un dans un bloc d'arène recouvert d'une pellicule de carbonate de calcium (qui sera appelé par la suite "arène encroûtée"), les autres dans des zones apparemment sans carbonates.

**L'arène non encroûtée** est en tous points semblable à ce qui a été décrit au niveau de l'arène profonde; tout au plus peut on noter :

- une densité un peu plus faible du réseau de fissures, ceci semblant lié à une moins grande abondance des biotites qu'en profondeur;
- un développement un peu plus important des argilanes jaunes qui occupent la majorité des fissures et qui sont aussi plus épaisses.

L'échantillon d'**arène encroûtée** montre les modifications suivantes :

- fissuration très développée : densité forte et largeur importante des fissures (Pl. II, photo 7 et schéma);



— remplissage de la plupart des petites fissures de l'arène par des calcitanes constitués de cristaux de microsparite orientés perpendiculairement aux parois des fissures. L'étude d'un cas précis montre comment se forment et évoluent ces calcitanes (Pl. II, photos 8 et 9 et schémas d'interprétation) : dans un premier temps une fissure revêtue d'argilanes est envahie par la boue micritique; des calcitanes se forment ensuite jusqu'à occuper la quasi-totalité de la fissure qui s'est probablement légèrement ouverte (cette première génération de calcitanes à une limite strictement parallèle à la face interne des argilanes en de nombreux points). La fissure s'écarte encore et une deuxième génération de calcitanes est en voie de formation, mais elle n'a pas encore totalement occupé la lumière créée entre la première génération et les argilanes.

— remplissage des fissures les plus largement ouvertes par des produits allochtones - fragments de « sol rouge », particules d'amphiboles et d'autres minéraux (Pl. III, photo 10) - emballés dans un plasma de micrite<sup>1</sup> partiellement réorganisé en microsparite autour des vides (fentes de retrait et vides autour des minéraux);

— début de dissolution de certains silicates (surtout plagioclases) et remplacement par de la calcite. Dans la partie supérieure de l'arène, que l'observation macromorphologique incitait à considérer comme en place, l'étude micromorphologique attentive montre qu'un déplacement non négligeable de certains fragments minéraux précède ou accompagne leur dissolution partielle et leur remplacement par de la calcite (Pl. III, photos 11 et 12 et schéma interprétatif). On ne peut donc parler d'épigénie pour ces figures d'encroûtement, car les différents fragments d'un même minéral sont souvent déplacés les uns par rapport aux autres; pour cette raison on emploiera l'expression dissolution/remplacement

Ces changements d'aspect de l'arène dus à l'encroûtement s'effectuent au niveau de la porosité et sans modification apparente des différents minéraux (sauf très localement dissolution) qui restent pour la plupart inaltérés.

**Interprétations :** l'encroûtement accompagne et amplifie peut être la désagrégation dans la partie supérieure des arènes. Cet encroûtement présente des aspects divers selon les sites de l'arène; la plupart de ces aspects ont déjà été décrits et interprétés par différents auteurs dans d'autres situations.

— **encroûtement micritique** - ce type d'encroûtement est aujourd'hui le plus souvent interprété par les géologues et les géomorphologues comme résultant de la consolidation d'une boue carbonatée (VERRECCHIA, 1987; VERRECCHIA et FREYTET, 1987; VOGT, 1987), le dépôt de ce genre de boue se faisant habituellement au voisinage immédiat de la surface sédimentaire (VOGT, 1987). Ici, bien que l'on se situe à 2 m de la surface du sol, on est bien en présence d'un dépôt, les éléments de « sol rouge » et les amphiboles venant des autres roches de la coupe l'attestent. Il faut donc admettre qu'une sédimentation interne s'effectue, au moins de temps en temps, dans le profil et qu'elle se traduit par la mobilisation et le dépôt de boues carbonatées vers 2 m de profondeur. On note aussi, au niveau des vides de ces formations micritiques profondes, l'absence d'organisations organo-minérales de type laminaire souvent décrites par les auteurs précédemment cités et qui correspondent à des constructions algaires.

— **calcitanes à cristaux de microsparite orientés perpendiculairement aux parois des fissures** - ces calcitanes sont considérés par ces mêmes auteurs comme des formations d'environnement vadose (milieu où l'eau peut percoler sans être saturante, ce qui devrait être le cas de cette partie de la coupe compte tenu des bilans hydriques estimés dans la première partie). Dans le cas précis de la fissure qui a été étudiée, la croissance des

---

<sup>1</sup> Classification des particules de calcite selon leur taille (source : Handbook for Soil Thin Section Description, BULLOCK *et al.*, 1985) micrite : particules de 1 à 4 µm; microsparite : cristaux de 5 à 50 µm; sparite : cristaux de calcite de taille supérieure à 50 µm.

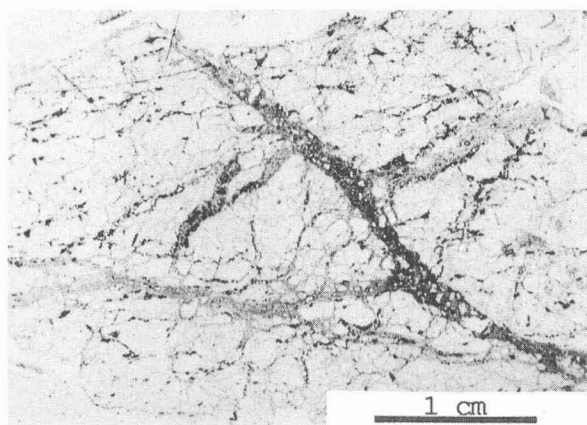
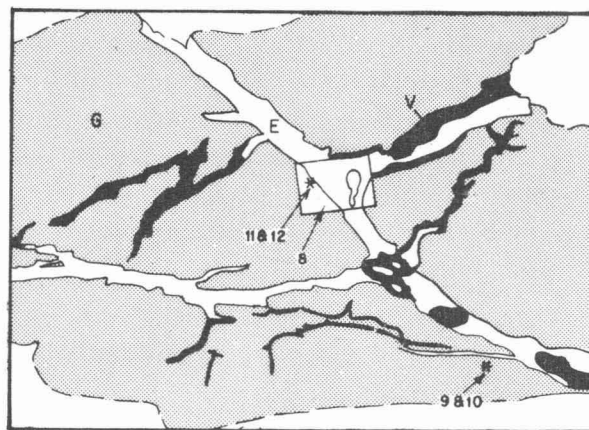


Photo 7 : macrophotographie de la lame mince, L.P.N.A.



(7) vue générale et localisation des autres photos.

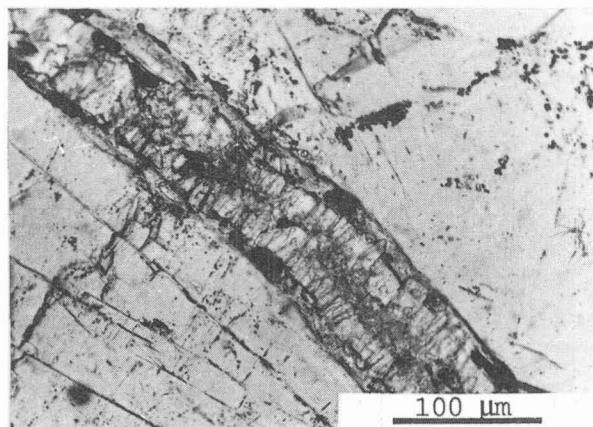


Photo 8 : petite fissure avec calcitane L.P.N.A.

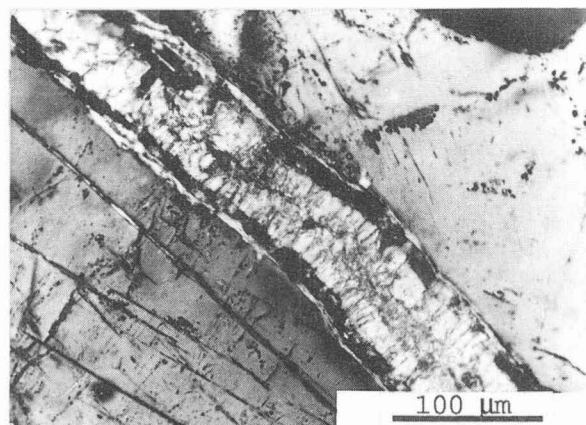
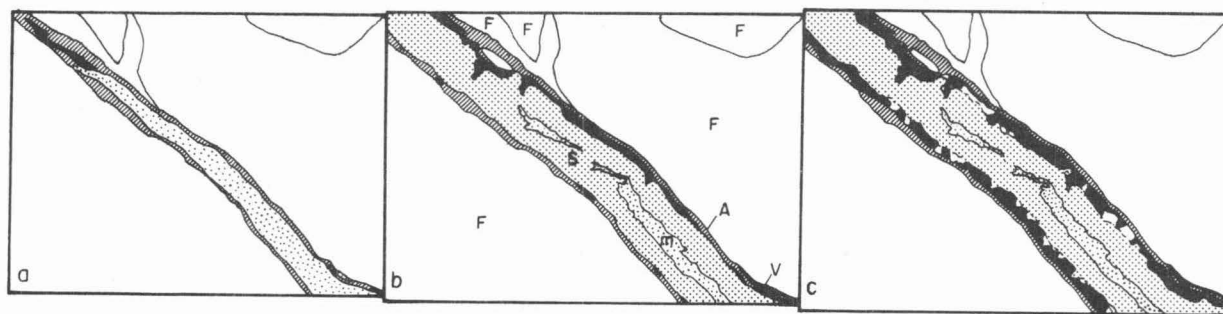


Photo 9 : même vue que 8, L.P.A.



(8 et 9) a et b - essai de reconstitution des stades de formation du calcitane; c - état actuel : F - feldspaths; A - argilanes; m - micrite; S - microsparite; V - vides.

**PLANCHE II** : Profil GU01, micromorphologie de l'arène encroûtée à 200 cm.

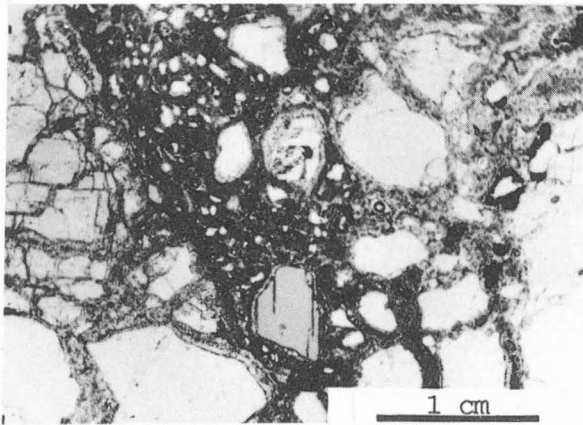
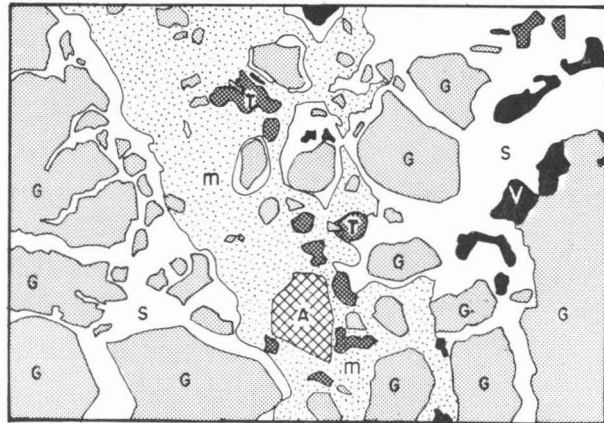


Photo 10 : fissure à remplissage allochtone, L.P.N.A.



(10) G - éléments du gneiss; A - amphibole; T - «sol rouge»; S - microsparite; m - micrite; V - vides.

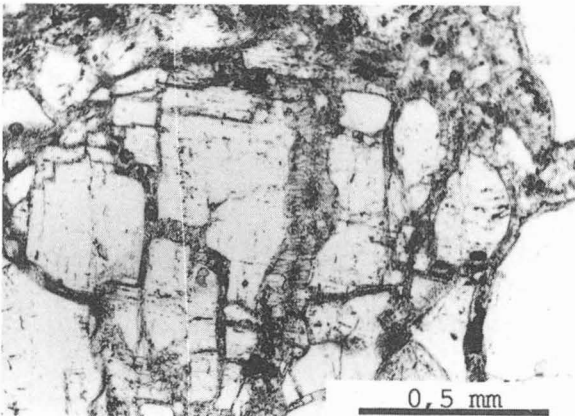


Photo 11 : plagioclase de l'encroûtement, L.P.N.A.

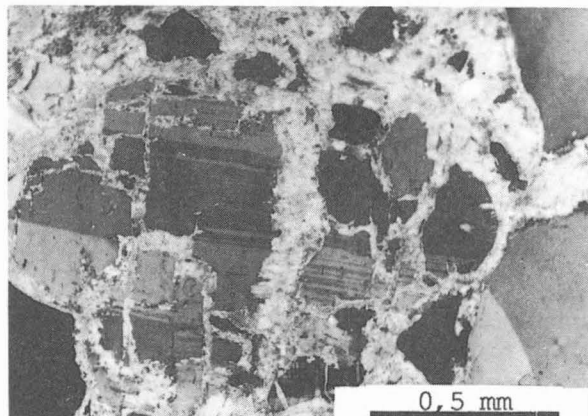
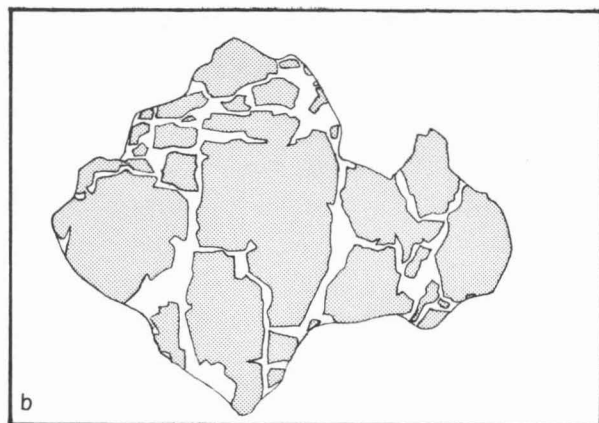
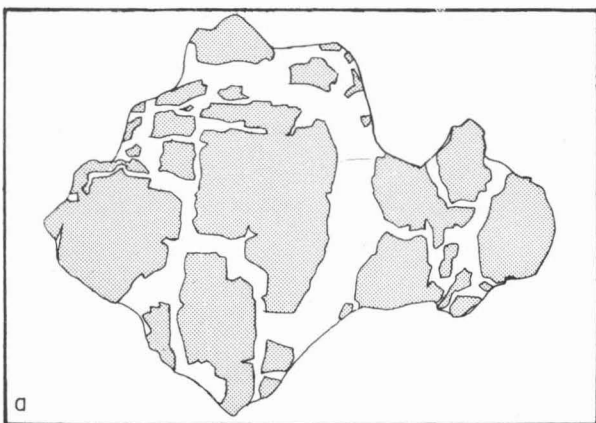


Photo 12 : même vue que 11, L.P.A.



(11 et 12) a - le plagioclase dans son état actuel; b - essai de reconstitution avant déplacements des fragments.

calcitanes suit les progrès de la fissuration, elle ne semble pas la provoquer. Ni les argilanes, ni les feldspaths situés immédiatement derrière, ne sont dissous au cours des différentes phases de croissance des calcitanes.

— **figures de dissolution/remplacement par la calcite** : l'aspect géométrique de l'épigénie des silicates par la calcite a été abondamment décrit et étudié (MILLOT *et al.*, 1977; RUELLAN *et al.*, 1977; MILLOT, 1979, 1980; TRUC *et al.*, 1985; MILLOT et PAQUET, 1987) et les différents auteurs se sont toujours attachés à démontrer la conservation stricte des volumes au cours de l'épigénie, condition nécessaire pour que l'on puisse parler d'épigénie. Dans le cas du plagioclase photographié (Pl. II, photos 11 et 12), la reconstitution qui a été tentée montre que 20 % environ de la surface du plagioclase ont disparu par dissolution et que la surface enveloppe des fragments du minéral dans leur position actuelle représente à peu près 120 % de la surface du plagioclase d'origine. Dans ce cas précis, les effets géométriques du déplacement sont donc à peu près équivalents à ceux de la dissolution et du remplacement par la calcite.

Les enseignements à tirer de l'étude micromorphologique des niveaux d'arène sont donc :

— la non conservation des volumes à tous les stades de l'évolution des arènes : l'arène bouge et foisonne; elle se fragmente et les fissures s'écartent;

— l'absence d'épigénie véritable au niveau des zones encroûtées de l'arène.

## B- ETUDE DE LA NAPPE DE GRAVATS

L'ensemble "nappe de gravats" comporte, à sa base, une zone constituée d'arène dont la structure géologique est en voie de disparition et, à sa partie supérieure, une zone d'accumulation d'éléments grossiers résiduels et de nodules et rognons calcaires.

Le prélèvement d'échantillons non perturbés a pu être effectué uniquement pour la partie inférieure, c'est-à-dire dans la zone de déstabilisation des filons; pour la partie supérieure, seuls des fragments d'encroûtement calcaire ont été prélevés et examinés, la terre meuble ne présentant aucune cohérence.

### 1.- La zone de déstabilisation des filons

A 185 cm, l'échantillon étudié est extrêmement hétérogène et constitué de plusieurs unités morphologiques bien distinctes (Pl. IV, photo 13 et schéma). Aucune de ces unités morphologiques n'étant majoritaire, on nommera par convention fond matriciel les restes d'arène de gneiss gris non transformée. Les autres unités, ou traits pédologiques, sont représentées par :

— des zones encroûtées brunes (En) où l'encroûtement est constitué de micrite et de microsparite; la micrite forme un treillis général et la microsparite des auréoles autour des éléments du squelette;

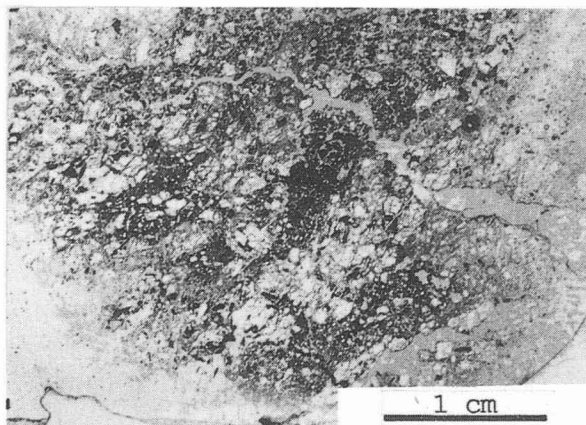
— des zones encroûtées très claires (Es) à microsparite uniquement;

— d'anciennes fissures (R) de l'arène comblées par des matériaux variés (fragments de sol, minéraux dont amphiboles) plus ou moins encroûtées par de la micrite et présentant seulement quelques cristallisations de microsparite;

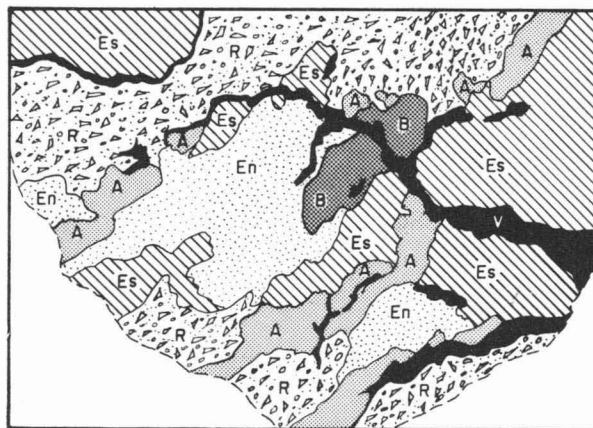
— une organisation biologique (B) importante (canal à paroi construite et à lumière en partie remplie) constituant (ou remaniant) une zone de « sol rouge ».

A cette profondeur, tous les minéraux présents dans la lame sont apparemment aussi sains que dans l'arène profonde. L'arène est cependant fortement remaniée et les zones non transformées ne représentent plus qu'environ 25 % de la lame mince.

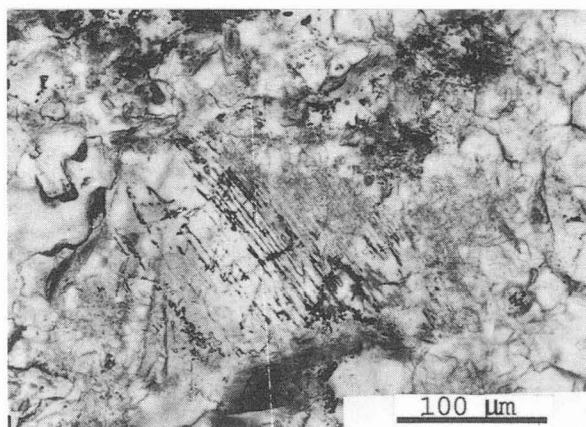




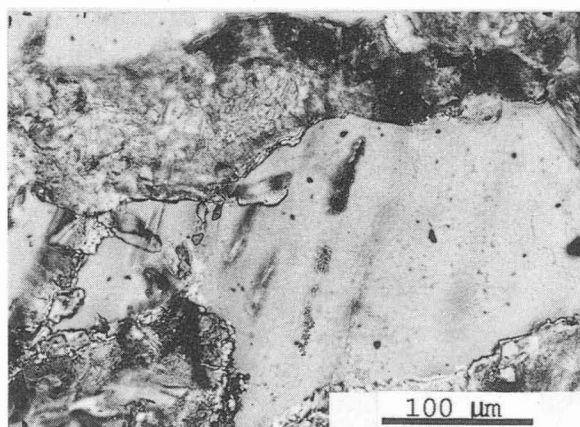
**Photo 13 :** macrophotographie d'une lame mince, L.P.N.A.



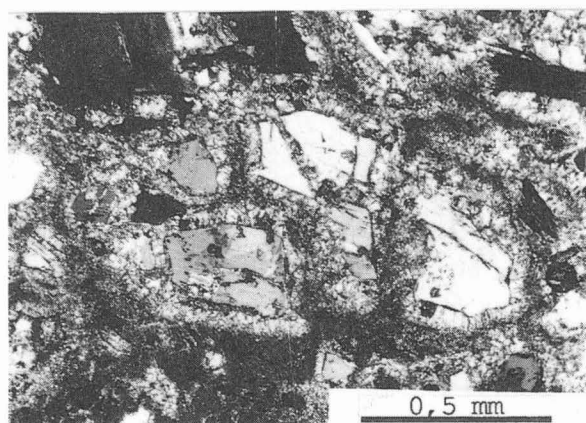
(13) A - arène; En - encroûtement brun; Es - encroûtement clair; R - fissure à remplissage allochtone; B - organisation biologique; V - vides.



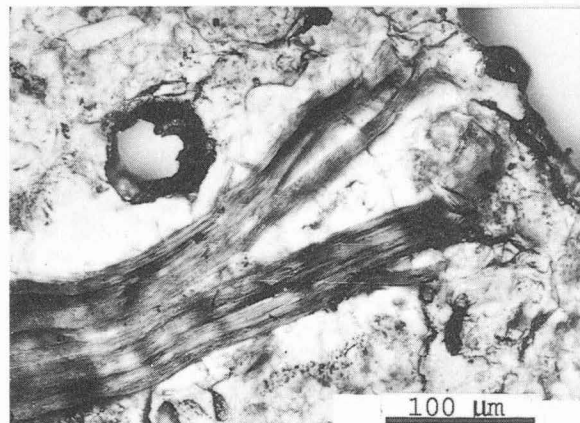
**Photo 14 :** zone d'encroûtement brun, fantôme de plagioclase reconnaissable aux clivages, L.P.N.A.



**Photo 15 :** zone d'encroûtement brun, fragment de plagioclase en cours de dissolution (bordure déchiquetée), L.P.A.



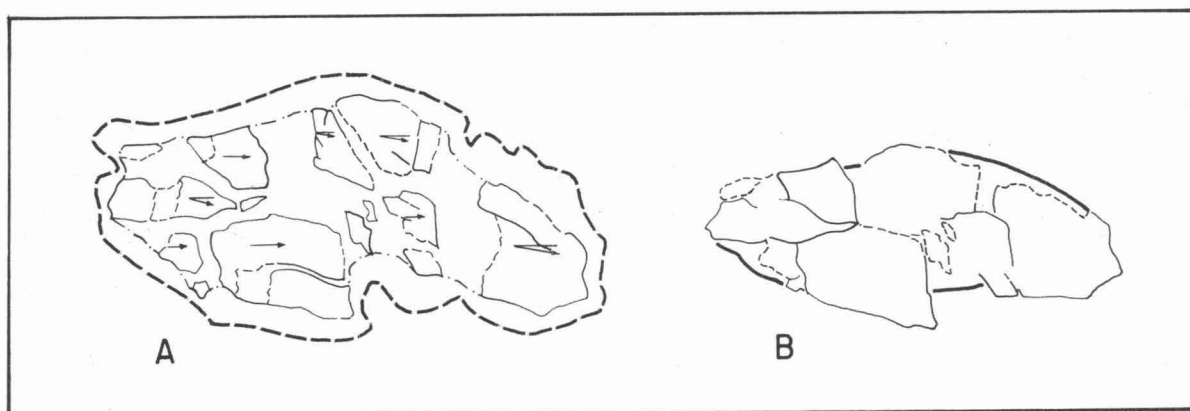
**Photo 16 :** zone d'encroûtement brun, plagioclase à fragments déplacés, L.P.A.



**Photo 17 :** zone d'encroûtement brun, particule de biotite avec coin de sparite, L.P.N.A.

**PLANCHE IV :** Profil GU01, micromorphologie de la zone de déstabilisation des filons à 185 cm.

La zone de l'encroûtement brun abonde en indices de dissolution de certains minéraux (Pl. IV, photos 14 et 15), mais ici encore l'encroûtement s'accompagne de déplacements. Ils sont particulièrement nets et importants dans le cas du plagioclase de la photo 16, puisque l'essai de reconstitution (Fig. 21) montre que dans ce cas seulement 25 % de la surface du minéral aurait disparu par dissolution alors que l'enveloppe extérieure des fragments dans leur position actuelle représenterait 140 % du plagioclase d'origine; si l'on y ajoute le calcitane extérieur de microsparite, on arrive à 200 % de la surface initiale du plagioclase. L'effet des déplacements est aussi très net pour les feuillets de la particule de biotite de la photo 17.



**Fig. 21.** : Essai de reconstitution du plagioclase de la photo 16; A.- le plagioclase dans son état actuel avec indication des déplacements angulaires des principaux fragments par rapport à une direction de référence arbitrairement choisie; — — enveloppe extérieure des fragments dans leur position actuelle; — — — — enveloppe du calcitane externe. B.- reconstitution avant déplacements; — — — — enveloppe extérieure du plagioclase d'origine reconstitué.

**A 175 cm**, plusieurs échantillons ont été étudiés. On distingue facilement trois unités morphologiques principales (Pl. IV) : le fond matriciel, de nombreux canaux biologiques et des restes d'arène non ou peu transformés :

— le fond matriciel est composé d'un assemblage lâche de minéraux isolés et de fragments de « sol rouge »; l'ensemble est localement faiblement encroûté : micrite, calcite aciculaire et petits cristaux de sparite;

— les restes d'arène non transformée sont peu abondants et de petites dimensions; ils ne sont plus constitués que par quelques minéraux restés jointifs et on parlera alors de lithoreliques. Les différents types de roches de la coupe sont représentés : gneiss gris et amphibolite (Pl. V, photo 18 et schéma); les feldspaths et les amphiboles des lithoreliques montrent de nombreuses traces d'altération, notamment des fissures de corrosion ramifiées remplies d'un matériau brun qui se différencie bien des argilanes jaunes situés entre les minéraux.

— les canaux biologiques (Pl. V, photo 18 et schéma) sont très nombreux et plus ou moins bien conservés; les plus nets ont un diamètre de 2 à 3 mm et sont limités par une paroi construite qui comporte plusieurs couches de matériaux; cette paroi peut s'appuyer localement sur les éléments les plus grossiers du squelette et sur les lithoreliques. Si l'on examine maintenant l'épaisseur de la paroi en relation avec l'orientation de la lame, on constate qu'elle est souvent plus importante vers le haut du profil (toit à structure d'arcs empilés) que vers la base (plancher). La lumière interne est généralement occupée par des minéraux mélangés à des

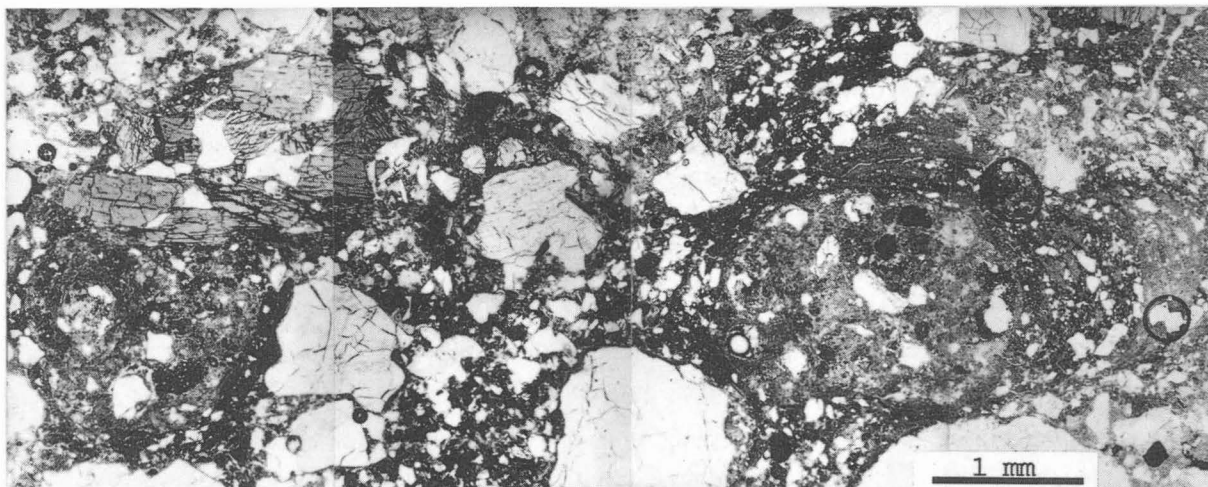
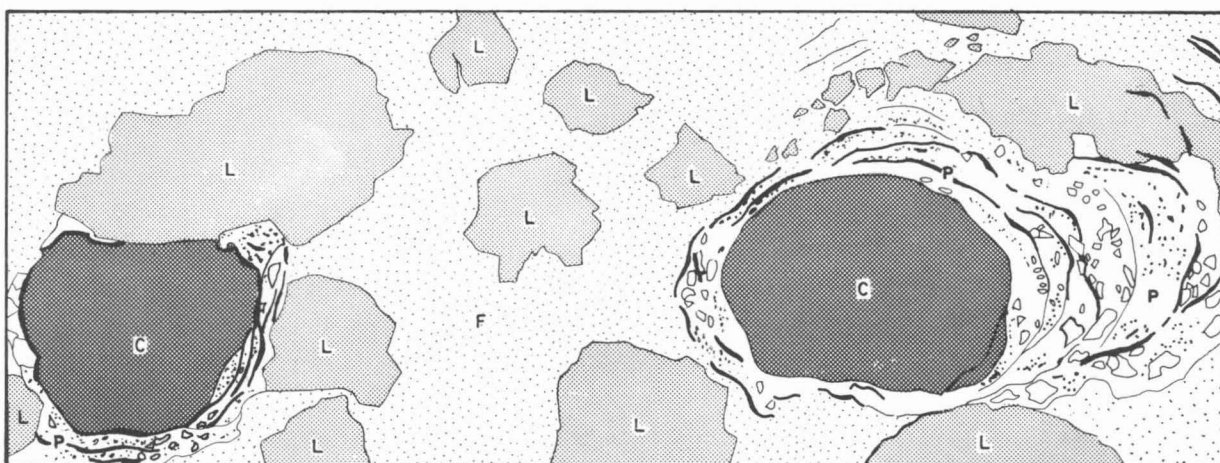


Photo 18 : zone à forte densité de canaux biologiques.



(18) C - canal dont la lumière centrale est occupée par des remplissages divers et des aiguilles de calcite; P - paroi construite des canaux; F - fond matriciel; L - lithorelique.

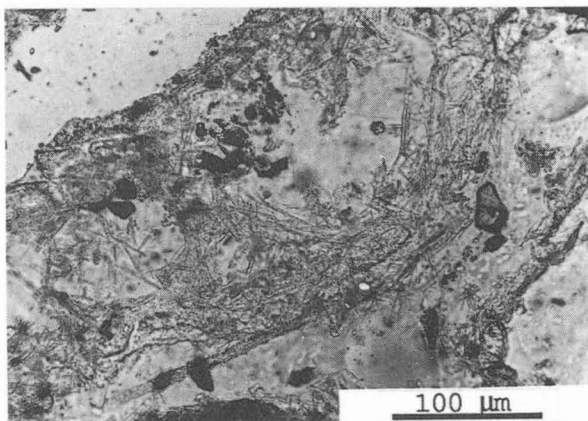


Photo 19 : aiguilles de calcite recouvrant ou épigénisant des structures flexueuses, L.P.N.A

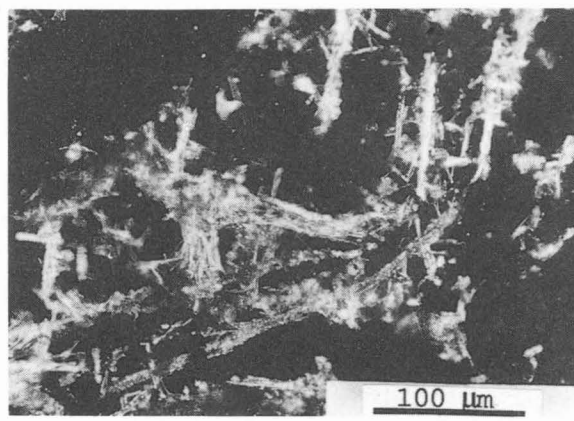


Photo 20 : même vue que 19, L.P.A.

**PLANCHE V** : Profil GU01, micromorphologie de la zone de déstabilisation des filons à 175 cm.



éléments arrondis de « sol rouge »; ces matériaux ménagent une porosité résiduelle envahie par des aiguilles de calcite, qui semblent recouvrir ou épigéniser des structures flexueuses (Pl. V, photos 19 et 20) dont l'origine pourrait être biologique.

**Interprétations :** la zone de déstabilisation des filons est marquée par une très importante activité biologique qui devient spectaculaire à sa partie supérieure (175 cm); ceci vient bien confirmer l'hypothèse faite sur l'origine biologique de la nappe de gravats et l'on peut imaginer le fonctionnement suivant dans cette partie du profil.

- la faune crée une porosité importante et de grande taille dans les horizons concernés;
- cette porosité est très vite envahie par des éléments du « sol rouge » dont une bonne partie doit être amenée par la faune pour consolider les parois des canaux creusés;
- cette porosité doit aussi être à l'origine d'une diminution générale de la résistance mécanique des horizons et engendrer ainsi des conditions favorables à l'effondrement des cailloux et graviers.

Toute cette partie du profil présente aussi des phénomènes d'accumulation calcaire très discrets, mais fonctionnels : les vides biologiques sont tous envahis d'aiguilles calcaires; les formes d'encroûtement les plus massives sont celles des résidus d'arène à la base de la zone de déstabilisation des filons; leur fréquence et leurs dimensions diminuent ensuite très rapidement vers le haut.

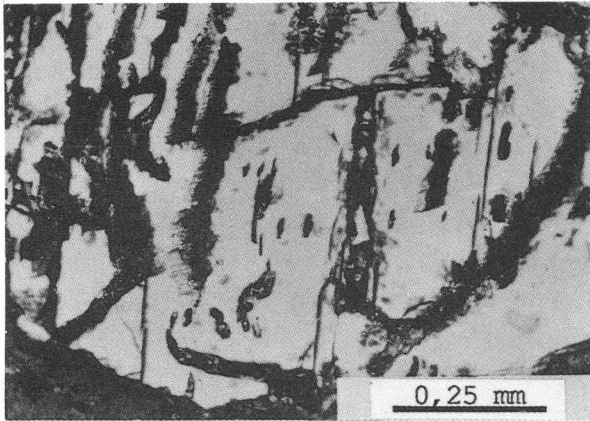
## 2.- Les nodules et rognons calcaires de la nappe de gravats

A 120 cm, l'échantillon étudié est un fragment de rognon calcaire. La calcitisation est très développée et la calcite occupe environ 70 % de la lame mince; il s'agit essentiellement de micrite, mais aussi de microsparite de recristallisation. Des minéraux isolés et des lithoreliques sont inclus dans le nodule qui incorpore aussi de nombreux éléments de « sol rouge ». Parmi les minéraux inclus on note de nombreux quartz, des plagioclases (surtout au sein des lithoreliques), des amphiboles, quelques microclines et de rares et très petites biotites. Les plagioclases de l'intérieur des lithoreliques sont profondément altérés et parcourus par un réseau de golfes de dissolution (Pl. VI, photos 21 et 22) remplis de plasma brun. Les plagioclases de la bordure des lithoreliques ou isolés dans l'encroûtement présentent souvent les mêmes formes de dissolution, mais le plasma brun a disparu et a été remplacé par des cristaux de microsparite (Pl. VI, photos 23 et 24); très vite ensuite le plagioclase se fragmente et les fragments sont déplacés (Pl. VI, photos 25 et 26). Les amas polycristallins de quartz sont le plus souvent de grande taille (2 à 5 mm) et peuvent présenter des traces de dissolution, les plus petits semblant être en voie de digestion complète par l'encroûtement.

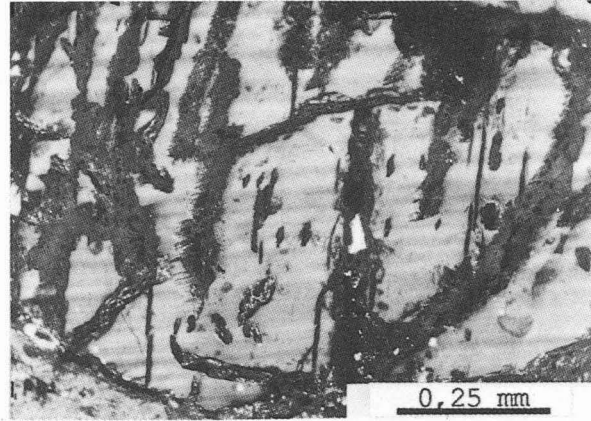
**Interprétations :** le nodule semble s'être développé dans un matériau très semblable à celui de la zone de déstabilisation des filons; sa morphologie est analogue à celle des plages d'encroûtement brun observées à 175 cm, mais la calcitisation est ici plus développée. C'est au sein de ce nodule qu'ont été observés les seuls phénomènes susceptibles de représenter une épigénie véritable, encore s'agit-il de phénomènes très locaux : remplacement du plasma d'altération des plagioclases par de la calcite et dissolution des grains de quartz isolés dans le nodule.

## C - ETUDE DU « SOL ROUGE »

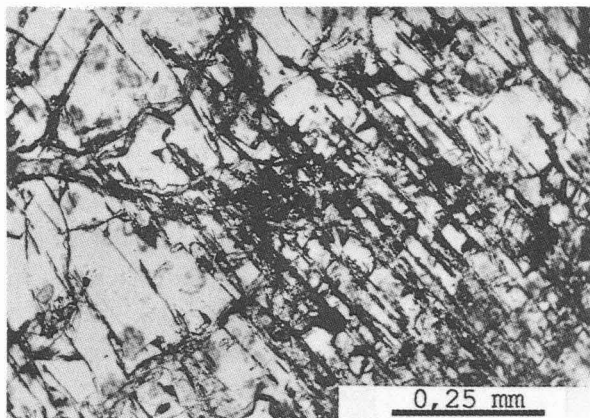
Le prélèvement d'échantillons non perturbés a été effectué à deux niveaux pour les horizons B du « sol rouge », l'horizon Ap, pulvérulent, n'ayant pu être prélevé. En surface, un fruit de kapokier (*Ceiba pentandra*), totalement rempli de terre par les termites, a aussi été échantillonné.



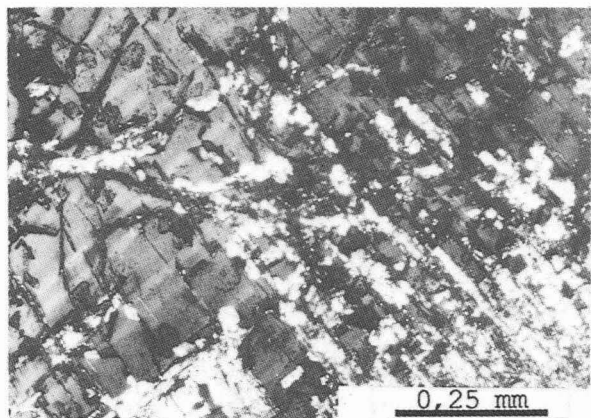
**Photo 21** : plagioclase altéré : golfes de dissolution remplis de plasma brun, L.P.N.A.



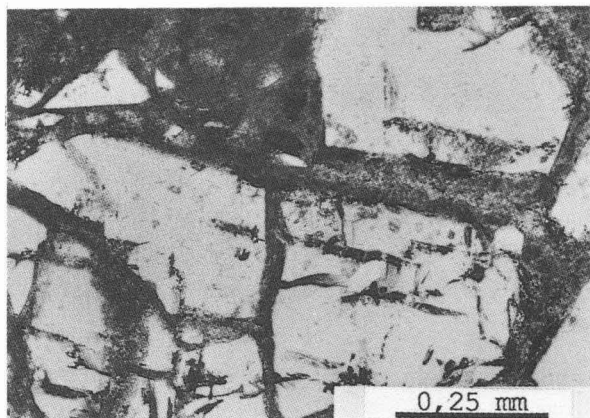
**Photo 22** : même vue que 21, L.P.A.



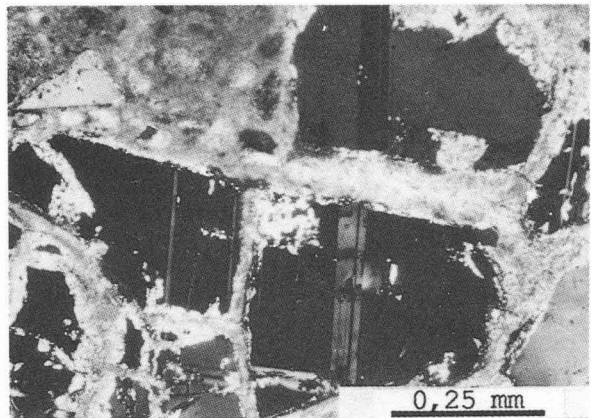
**Photo 23** : plagioclase altéré : la calcite a remplacé une partie du plasma brun, L.P.N.A.



**Photo 24** : même vue que 23, L.P.A.



**Photo 25** : plagioclase altéré : la calcite a remplacé le plasma et des fragments ont été déplacés, L.P.N.A.



**Photo 26** : même vue que 25, L.P.A.

**PLANCHE VI** : Profil GU01, micromorphologie des nodules et rognons calcaires à 120 cm, altération des plagioclases.

### 1.- Les horizons B

A 90 cm, l'échantillon étudié est parcouru de nombreux canaux sinueux contenant quelques remplissages biologiques de couleur jaune; des agrégats mal individualisés arrondis sont localisés en bordure des canaux. Ailleurs, c'est-à-dire entre les canaux, il n'y a pas d'agrégats individualisés et l'assemblage est porphyrosquelique. Le fond matriciel apparaît finement réticulé (Pl. VII, photos 27 et 29), un réseau de revêtements ferrugineux le divise en éléments subarrondis d'environ 100 µm de diamètre; observés à très fort grossissement (100x), ces revêtements ferrugineux correspondent le plus souvent à de très fines fissures (Pl. VII, photo 31). Le plasma, de couleur rouge sombre, est squel-argilasépique (Pl. VII, photos 28 et 30). Le squelette est composé de quelques amas polycristallins de quartz de 6 à 8 mm de diamètre, d'autres amas de même nature et d'environ 1 mm de diamètre forment l'essentiel des sables grossiers (approximativement 20 % de la lame). Les sables fins sont moins abondants, 10 %, et de composition plus variée; on y retrouve, à côté des quartz qui dominent, de nombreux fragments de plagioclase, quelques fragments de microcline et quelques amphiboles.

A 45 cm, la section observée est divisée en plusieurs plages, de 1 à 3 cm de côté, limitées par des fissures sinueuses. Au centre des plages compactes, l'assemblage est porphyrosquelique et le plasma de couleur jaune est argilasépique. En bordure des fissures, l'assemblage est à tendance aggloméroplasmique et le plasma est rouge; localement apparaissent les revêtements ferrugineux qui ont été décrits pour l'horizon précédent. Le squelette grossier (1 mm de diamètre) est composé d'amas polycristallins de quartz et de plagioclases très altérés, qui forment l'essentiel des sables grossiers (approximativement 30 % de la lame). Les sables fins (15 % de la lame) sont de composition encore plus variée et l'on y retrouve tous les minéraux de la coupe sauf les biotites.

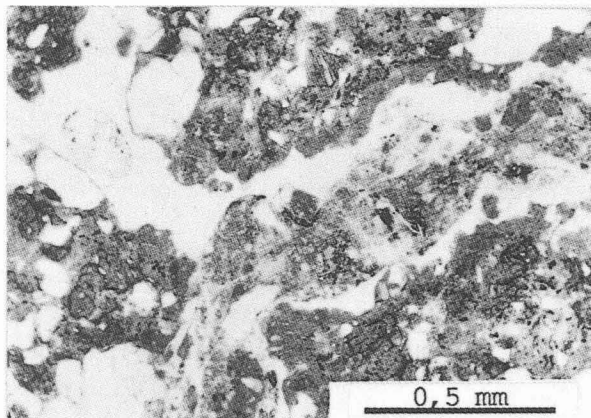
**Interprétations :** le « sol rouge » contient, en assez grande abondance, des minéraux réputés facilement altérables comme les plagioclases; l'altération reste donc relativement ménagée, même au sommet du profil. Par rapport aux minéraux de la roche, ces plagioclases ont subi un fractionnement important et certainement une dissolution partielle, mais il est difficile de faire un bilan étant donnée l'hétérogénéité lithologique de la coupe; les fragments présents dans le « sol rouge » sont peu altérés et l'on note seulement quelques golfes de dissolution. En revanche, les biotites ont totalement disparu au niveau du « sol rouge ». Les traces d'activité biologique, qui sont nettement moins nombreuses que dans la zone de déstabilisation des filons, marquent peu la morphologie des horizons supérieurs.

### 2.- Les recouvrements termitiques

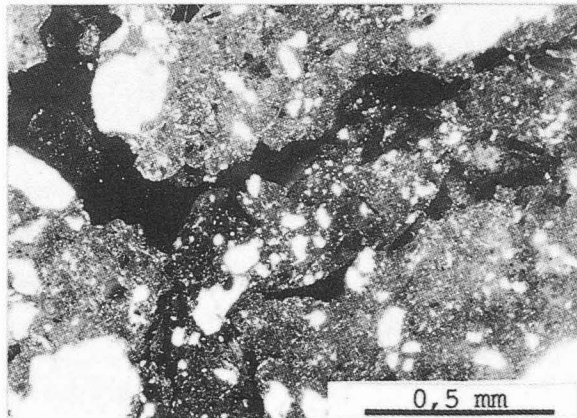
Du fruit de kapokier prélevé, n'étaient plus reconnaissables que la forme générale et des fragments d'écorce extérieure; le remplissage intérieur de terre rouge était très cohérent et incluait les graines noires ainsi que quelques fibres.

La coupe réalisée passe par plusieurs graines. Le matériau terreux de remplissage du fruit présente un assemblage porphyrosquelique. Le plasma, de couleur rouge ponctué de poussières noires, est squel-argilasépique. Le squelette, très abondant, est composé d'amas polycristallins de quartz, de plagioclases, de microclines et d'amphiboles peu altérés; on y retrouve aussi, en assez grand nombre, des biotites très ouvertes (Pl. VII, photo 32). Il n'y a pas d'opposition marquée entre une fraction grossière et une fraction fine et le squelette apparaît plutôt comme un mélange de particules de toutes tailles (jusqu'à 2 mm de diamètre). On note aussi la présence d'un fragment d'encroûtement calcaire.

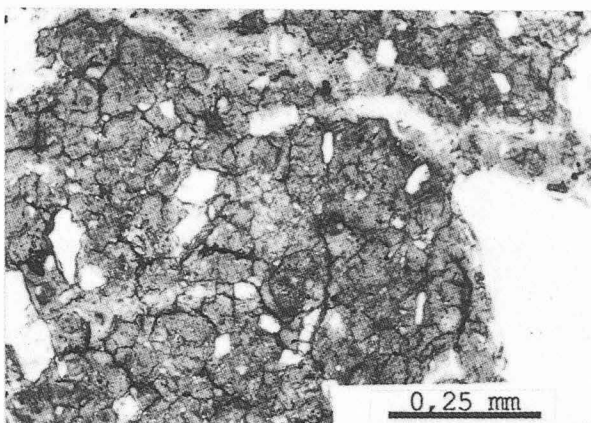
**Interprétations :** on retrouve bien dans le remplissage terreux examiné ici des éléments qui proviennent de la zone de déstabilisation des filons : biotites et fragment d'encroûtement; l'origine du plasma argileux rouge est moins évidente.



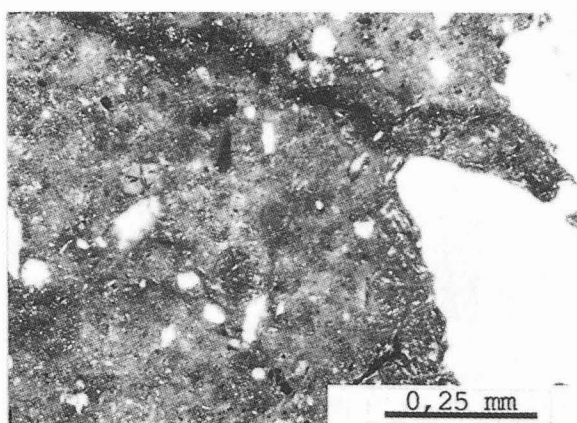
**Photo 27** : horizon B à 90 cm, vue générale; au centre, remplissage biologique dans un canal, L.P.N.A.



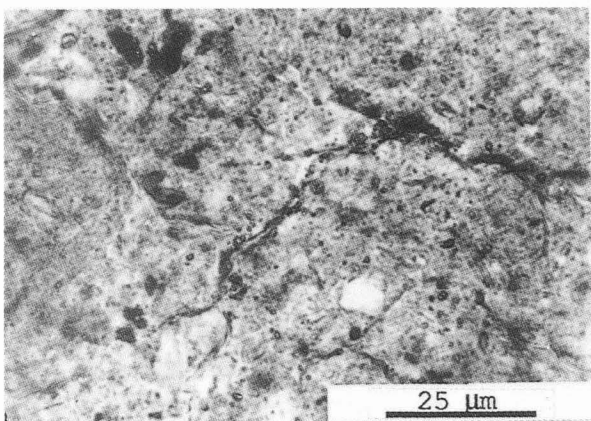
**Photo 28** : même vue que 27, L.P.A.



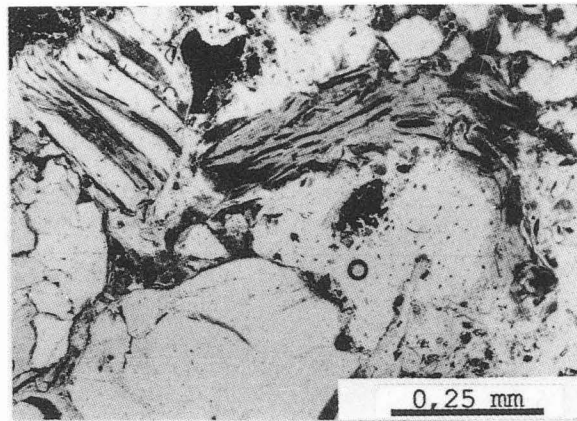
**Photo 29** : détail du plasma réticulé, L.P.N.A.



**Photo 30** : même vue que 29, noter l'orientation squeletasépique du plasma autour du grain de quartz, L.P.A.



**Photo 31** : vue à très fort grossissement du plasma réticulé, L.P.N.A.



**Photo 32** : recouvrement termitique dans un fruit de kapokier, noter la présence de biotites, L.P.N.A.

**PLANCHE VII** : Profil GU01, micromorphologie du « sol rouge » et des recouvrements termitiques.



## D - INTERPRETATION D'ENSEMBLE DE L'ETUDE MICROMORPHO-LOGIQUE

L'étude micromorphologique des différents horizons de la coupe du puits GU01 a permis de mettre en évidence plusieurs faits qui ont été signalés dans les pages précédentes et qu'il convient maintenant d'interpréter au niveau du profil complet.

**L'activité biologique** est à l'origine de nombreux recouvrements terreux superficiels, dont le matériau est en grande partie emprunté à la zone médiane du profil; ces recouvrements évoluent ensuite pour former, par accumulations successives, les horizons B. Le profil apparaît donc globalement et fortement remanié par la faune du sol; les modifications sont très importantes et l'on observe une véritable **inversion** dans la position des horizons supérieurs par rapport à un profil qui résulterait de la seule altération : les recouvrements de surface sont moins évolués que les horizons B.

**Les phénomènes d'altération** interviennent à plusieurs niveaux dans cette coupe et chaque famille minérale a son "profil d'altération" particulier. Pour les trois principaux constituants du gneiss gris, quartz, plagioclases et biotites, l'altération semble se dérouler de la façon suivante :

- les amas polycristallins de quartz se divisent, mais s'altèrent peu; tout au plus peut on signaler une faible dissolution pour certaines particules au sein des nodules et rognons calcaires. L'activité biologique a pour conséquence un très important tri granulométrique des particules de quartz.

- les plagioclases ne commencent à s'altérer que dans la zone de déstabilisation des filons où l'on observe de nombreux golfes de dissolution; ils se fragmentent ensuite de façon très importante pendant et après leur remontée par la faune et on ne les retrouve plus que sous forme de petites particules dans le « sol rouge »;

- les biotites commencent à s'altérer dès les premiers stade de l'arénisation; c'est même leur altération et le gonflement qu'elle provoque qui semble entraîner la désagrégation de la roche. L'altération des biotites se poursuit dans la zone de déstabilisation des filons. Ensuite, celles qui sont remontées par les termites en surface sont très vite solubilisées et on ne les retrouve pas dans le « sol rouge ».

**L'encroûtement calcaire** : après l'activité biologique et l'altération, le développement d'un encroûtement calcaire est le troisième processus évolutif important de ce profil. L'examen attentif des lames minces des parties encroûtées du profil a permis de mettre en évidence le caractère non épigénique de l'encroûtement calcaire dans le cas de cette coupe : les phénomènes de déplacement des particules ou des groupes de particules permettent au moins autant à l'encroûtement de progresser que les phénomènes de dissolution. La cause des déplacements n'a cependant pu être précisée : est-ce la croissance de la calcite qui "pousse" les minéraux ou la calcite ne fait-elle qu'occuper la place créée par d'autres processus ? Les phénomènes de dissolution ne sont cependant pas totalement absents et il faudra en tenir compte dans les interprétations ultérieures.

A ce stade de l'étude de la coupe du puits GU01, il est plausible de prévoir une fertilité naturelle relativement élevée pour ce type de sol : les minéraux primaires sont en effet très incomplètement altérés y compris ceux qui sont réputés être les plus altérables; mais surtout, les remontées biologiques représentent une véritable dose annuelle de fertilisants apportée par la faune à l'horizon supérieur du profil (entre autres Ca de l'encroûtement et K des biotites).

### III — ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES CLASSIQUES

Sont ici rassemblés les résultats des analyses pédologiques standard suivantes : granulométrie de la terre fine; mesures de densité apparente; quantification de la matière organique et caractérisation du complexe d'échange; analyse triacide et analyse totale; enfin, dosage du calcaire. Les méthodes d'analyse sont indiquées en annexe I.

#### A - GRANULOMETRIE

##### 1.- Les données

Les résultats des analyses granulométriques sont présentés sous forme de courbes cumulatives (Fig. 22A) et d'un diagramme (Fig. 22B). Les paramètres principaux des courbes cumulatives sont reportés dans le tableau III.

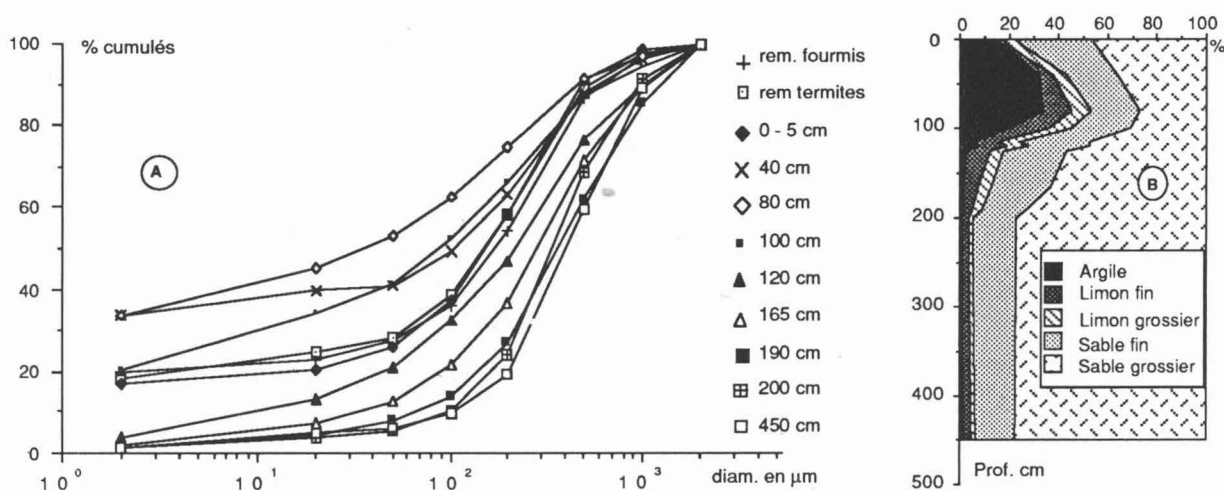


Fig. 22. Profil GU01, granulométrie de la terre fine. A.- courbes cumulatives; B.- profil granulométrique.

Ces analyses confirment ce que laissait prévoir la description de la coupe : l'argile est concentrée dans les horizons B situés au-dessus de la nappe de gravats; il y a très peu d'argile dans les arènes et guère plus au niveau de la nappe de gravats. Ceci s'accompagne d'une variation corrélative des autres fractions, notamment des sables qui deviennent très abondants en profondeur à partir de 120 cm. Le fractionnement des sables a été réalisé en cinq fractions; les principales variations qu'indique celui-ci (Fig. 22) sont la diminution de la classe 500-1 000  $\mu\text{m}$  et, dans une moindre mesure, de la classe 1 000-2 000  $\mu\text{m}$  vers le haut de la coupe.

Une dernière remarque concernant les courbes cumulatives, les remontées biologiques et l'horizon supérieur 0-5 cm ont des caractéristiques granulométriques strictement semblables et les courbes granulométriques se répartissent finalement en trois familles :

- remontées biologiques et horizon supérieur;
- sol rouge;
- nappe de gravats et arènes.

Tableau III

Profil GU01; analyses granulométriques : paramètres principaux des courbes cumulatives

Profondeur en cm	1 <sup>er</sup> Quartile Q1 µm	Médiane Md µm	3 <sup>e</sup> Quartile Q3 µm	Coeff. d'écart interquartile (Q3/Q1) <sup>1/2</sup>	Pente de TRASK (Q1xQ3)/Md <sup>2</sup>
0'	30	170	360	3,46	0,4
0"	23	150	340	3,84	0,3
0-5	48	150	220	2,14	0,5
40	<2	105	310	12,4*	0,6*
80	<2	35	200	10,0*	0,3*
100	4,5	90	300	8,17	0,2
120	65	220	470	2,68	0,6
165	120	280	570	2,19	0,9
190	180	360	740	2,02	1,0
200	200	340	600	1,73	1,0
450	225	400	700	1,76	1,0

0': remontées de sol par les fourmis; 0": remontées de sol par les termites; \*: calculé avec 1<sup>er</sup> Quartile = 2µm.

## 2.- Interprétations

La composition granulométrique de la fraction sableuse est cohérente avec l'hypothèse biologique de l'origine de la nappe de gravats; elle traduit bien la sélection opérée par la faune qui ne remonterait pas (ou peu) les sables de diamètre supérieur à 500 µm. Il faut ici rappeler que l'effet de la division mécanique des sables (quartz polycristallins et plagioclases) vient s'ajouter à celui du tri biologique dans les horizons supérieurs. Ensuite, ce sont les processus d'argilification qui prédominent et qui permettent d'aboutir à la composition très hétérométrique des horizons rubéfiés (à coefficients d'écart interquartile très élevés).

## B - DENSITE APPARENTE

### 1- Les données

La densité apparente a été déterminée pour les roches saines du profil, ainsi que pour des échantillons provenant des niveaux d'altération du gneiss et présentant une macrostructure lithologique conservée (TABL. IV).

Tableau IV

Profil GU01 : densité apparente des roches et arènes

Echantillon	da
Gneiss gris : roche saine	2,68
arène à 450 cm	2,28
arène à 200 cm	2,45
lithorelique à 165 cm	2,13
Gneiss à amphibole, roche saine	2,98
Amphibolite fine, roche saine	3,01

## 2.- Interprétations

La mesure de la densité apparente permet de bien quantifier l'effet du gonflement des biotites lors de leur première altération. Si, en première approximation, on admet que, lors de cette première phase de l'altération, les apports et départs d'éléments chimiques sont négligeables et que le foisonnement de l'arène est isotrope, le passage d'une densité apparente de 2,7 (2,68) pour la roche saine à une densité apparente de 2,3 (2,28) pour l'arène



à 450 cm équivaut à un coefficient de dilatation volumique (auquel est assimilable le foisonnement) de 1,17 (linéaire de 1,06). Pour illustrer cette estimation, on peut ajouter :

— qu'à l'échelle microscopique ce foisonnement correspond à une largeur cumulée de fentes de 3 mm tous les 5 cm, ce qui est bien l'ordre de grandeur de ce que l'on peut noter (par exemple Pl. I, photo 3);

— qu'à l'échelle de la coupe, les déplacements engendrés par l'altération des bancs de gneiss seront d'ordre centimétrique : 3 cm pour un banc de 50 cm d'épaisseur, c'est aussi ce que l'on observe.

## C - pH, MATIERE ORGANIQUE, CALCAIRE ET COMPLEXE D'ECHANGE

### 1.- Les données

Les divers résultats sont groupés dans le tableau V; la capacité d'échange a été déterminée à pH 7; le calcaire total, indiqué ici, est celui de la terre fine.

Tableau V  
Profil GU01 : pH, matière organique, calcaire et état du complexe absorbant

Prof. en cm	pH			Mat. organique			Calc. Tot	Bases échangeables me/100g					CEC me/100g	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH	C %	N ‰	MO %	CaCO <sub>3</sub> %	Ca	Mg	Na	K	S	T	S/T
0'	7,75	6,95	0,80	0,71		1,22	1,7	7,4*	2,2	0,1	0,3	9,9	8,1	>100
0"	7,89	7,06	0,83	0,58		1,00	1,0	6,1*	2,6	0,1	0,7	9,4	9,0	>100
0-5	6,85	5,46	1,39	0,49	0,76	0,84		3,4	1,8	0,0	0,3	5,5	6,1	89
40	6,64	5,40	1,24	0,37	0,59	0,64		7,0	3,0	0,1	0,1	10,2	10,3	99
80	6,81	5,85	0,96	0,34	0,59	0,58		11,7	4,1	0,2	0,2	16,2	15,0	>100
100	7,08	5,94	1,14				1,0	11,3*	4,5	0,1	0,2	16,1	18,3	88
115	7,48	6,69	0,79				19,5	8,0*	7,0	0,5	0,2	15,7	14,2	>100
120	8,28	7,08	1,20				18,8	10,5*	3,9	0,3	0,1	14,8	14,4	>100
125	7,95	6,95	1,00				20,8	7,1*	3,5	0,3	0,1	11,0	11,8	93
165	7,86	7,00	0,86				9,5	7,5*	2,8	0,2	0,1	10,6	11,0	97
190	8,62	7,64	0,98				6,5	3,4*	1,0	0,1	0,1	4,6	5,0	92
200	8,77	7,96	0,81				2,3	0,7*	0,7	0,5	0,1	1,9	2,0	97
450	8,96	7,58	1,38				0,3	1,4*	1,3	0,9	0,8	4,4	8,3	53

0' : remontées de sol par les fourmis; 0" : remontées de sol par les termites; \* : méthode pour sols calcaires

### 2.- Interprétations

Il faut voir, dans la très faible teneur en matière organique du sol (moins de 1 %) dès l'horizon superficiel, la double conséquence d'une mise en culture ancienne et de la rareté des restitutions organiques, la plupart des résidus de récolte étant exportés. Cette "pauvreté" organique n'a pas de conséquences néfastes sur le pH et sur le degré de saturation du sol qui sont en liaison étroite avec la répartition et la forme du calcium dans le profil. Les horizons supérieurs du « sol rouge » sont calciques et leurs pH voisins de la neutralité; l'horizon inférieur du « sol rouge » et les ensembles médian et inférieur sont calcaires et leurs pH plus nettement alcalins.

Dans ces conditions, la capacité d'échange cationique (CEC) du sol est essentiellement celle des argiles et elle dépend de leur quantité et de leur qualité (nature minéralogique). La CEC rapportée au taux d'argile est comprise entre 35 et 50 me/100 g entre 0 et 100 cm; elle passe à 90 me/100 g à 100 cm et augmente encore en dessous (mais le calcul perd toute signification étant donné le faible pourcentage d'argile granulométrique). Ceci est l'indice d'importantes variations dans la composition minéralogique de la fraction argileuse.

## D - ANALYSE TRIACIDE DE LA TERRE FINE ET ANALYSE TOTALE DE L'ARENE PROFONDE

L'analyse triacide est utilisée en pédologie pour déterminer la composition chimique des minéraux secondaires (ou de néoformation) des sols, puisque l'on admet généralement qu'eux seuls sont solubilisés par le réactif employé. Ceci est en grande partie vrai quand on s'adresse à des matériaux issus de la pédogenèse ferrallitique où, à côté d'un résidu d'altération quartzeux, on ne trouve que des argiles kaoliniques et des sesquioxydes de fer et d'aluminium. Quand les matériaux soumis à l'analyse sont moins évolués ou encore, quand il subsiste de nombreux feldspaths et micas résiduels, NJOPWOOU et ORLIAC (1979) ont montré que l'attaque triacide dissolvait une part plus ou moins importante de ces minéraux résiduels. Dans le cas des « sols rouges » étudiés ici où l'étude micromorphologique a montré l'abondance et la variété des minéraux résiduels, il était nécessaire de disposer de quelques données pour mieux connaître les effets de l'attaque triacide; c'est le but de l'analyse totale réalisée ici sur une arène. Pour apprécier plus globalement les effets de cette attaque, on peut aussi comparer la somme des éléments solubles dans le réactif triacide aux résultats de l'analyse granulométrique.

### 1.- Les données

Les résultats des analyses triacides de tous les horizons du profil et de l'analyse totale<sup>1</sup> de l'arène à 450 cm sont regroupés dans le tableau VI où est aussi indiquée la valeur du rapport Ki (rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  moléculaire calculé pour les analyses triacides uniquement).

Tableau VI

Profil GU01 : résultats des analyses triacides sur la terre fine et d'analyse totale d'une arène

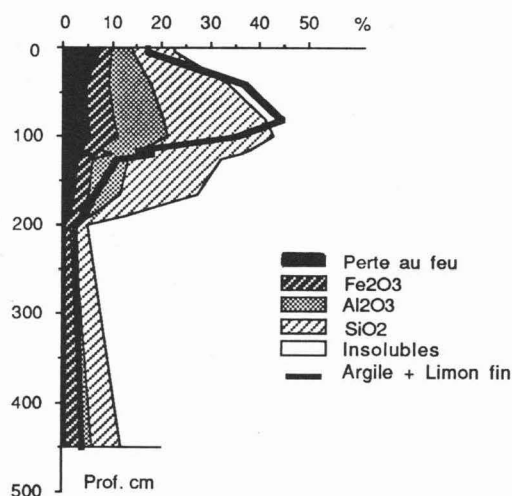
Prof. cm	P. F. %	INS. %	$\text{SiO}_2$ %	$\text{Al}_2\text{O}_3$ %	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ %	$\text{TiO}_2$ %	MnO %	MgO %	CaO %	$\text{K}_2\text{O}$ %	$\text{Na}_2\text{O}$ %	$\text{P}_2\text{O}_5$ %	Ki
Analyses triacides													
0'	3,12	73,18	12,53	6,72	2,59	0,25	0,04	0,21	0,29	0,24	0,04	0,01	3,17
0"	3,25	73,34	11,92	6,72	2,54	0,25	0,02	0,39	0,44	0,32	0,02	0,01	3,02
0-5	7,50	75,23	8,50	4,33	2,47	0,41	0,03	0,14	0,19	0,21	0,05	0,05	3,34
40	4,99	63,92	15,67	8,32	4,63	0,23	0,03	0,43	0,30	0,36	0,08	0,02	3,20
80	5,37	56,43	20,47	10,20	5,15	0,19	0,06	0,61	0,39	0,47	0,07	0,02	3,41
100	6,02	54,67	21,31	10,20	5,32	0,19	0,05	0,72	0,47	0,48	0,11	0,02	3,55
115	10,34	48,10	18,46	7,14	3,02	1,13	0,04	1,06	9,02	0,59	0,06	0,02	4,40
120	11,98	50,79	15,23	6,42	3,80	0,19	0,03	0,93	8,98	0,33	0,09	0,02	4,03
125	10,97	52,15	15,35	5,88	2,27	1,00	0,03	0,73	10,57	0,27	0,03	0,03	4,44
165	6,06	64,37	14,42	5,88	2,59	0,25	0,04	0,74	4,98	0,35	0,08	0,01	4,17
190	4,00	80,25	6,45	2,27	1,69	0,05	0,01	0,51	3,09	0,27	0,07	0,01	4,83
200	1,50	91,42	2,56	0,76	0,97	0,00	0,03	0,31	1,11	0,20	0,05	0,02	5,73
450	1,19	85,30	5,82	1,89	3,20	0,09	0,02	0,85	0,39	0,65	0,11	0,07	5,23
460	32,31	17,62	4,85	2,83	1,21	0,00	0,02	1,53	37,97	0,55	0,15	0,02	2,91
470	0,80	83,08	6,52	1,89	3,57	0,56	0,02	1,14	1,80	0,16	0,25	0,27	5,86
Analyse totale													
450			71,60	14,70	3,00	0,44	0,05	0,97	2,70	1,31	4,94		

P. F. : perte au feu ; INS. : insolubles; 0' : remontées de sol par les fourmis; 0" : remontées de sol par les termites;

### 2.- Interprétations

La comparaison des résultats de l'analyse triacide et de ceux de l'analyse granulométrique est facilitée par la construction d'un diagramme (Fig. 23) mixte sur lequel figurent les deux profils obtenus en faisant :

<sup>1</sup> analyse réalisée au Centre de Géochimie de la Surface, CNRS, Strasbourg.



**Fig. 23.** Profil GU01 : comparaison entre les résultats de l'analyse triacide et ceux de l'analyse granulométrique

— d'une part la somme de la "perte au feu" et des principaux éléments dissous ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{SiO}_2$ );

— d'autre part la somme "argile + limon fin" tirée de l'analyse granulométrique  
(tous les pourcentages étant calculés par rapport à la terre fine décarbonatée).

Le pourcentage de terre fine soluble dans le réactif triacide correspond approximativement à la somme argile + limon fin pour le sol rouge et les remontées biologiques; plus bas, dans la nappe de gravats et les arènes, la somme des produits dissous est beaucoup plus importante que les fractions fines; des minéraux primaires de la taille des sables ont donc été solubilisés.

Si l'on compare maintenant les résultats obtenus pour l'arène à 450 cm par l'analyse triacide et par l'analyse totale (TABL. VI), on constate que l'analyse triacide mobilise tout le fer de l'échantillon ce qui signifie qu'elle dissout toutes les biotites, seul minéral ferromagnésien du gneiss. Pour les autres éléments, Ca, Na et K, une partie est mobilisée par le réactif triacide; les feldspaths, source principale de ces éléments, sont donc partiellement dissous. On retrouve bien là les principales conclusions de NJOPWOUO et ORLIAC (1979).

Les rapports  $K_i$  calculés sur les résultats de l'analyse triacide n'ont donc de réel intérêt pour la connaissance des produits néoformés qu'au niveau des horizons supérieurs (« sol rouge » au sens strict); plus bas ils reflètent plus la composition des feldspaths dissous par le réactif triacide qu'une caractéristique pédologique propre.

Les coefficients  $K_i$  des horizons rubéfiés sont très largement supérieurs 2, ce qui laisse supposer la présence d'édifices argileux de type 2/1 dans le « sol rouge ».

## E - ANALYSE TRIACIDE DE LA FRACTION ARGILEUSE A 80 ET 100 CM

L'argile d'un horizon B typique à 80 cm et celle de l'horizon Bk prélevé à 100 cm ont été extraites et soumises à l'attaque triacide (TABL. VII). Ceci a permis de vérifier plusieurs points :

— le résidu après attaque triacide de la fraction argileuse est très faible; l'analyse triacide équivaut donc dans ce cas à une analyse totale;

— le fer se retrouve de façon importante dans la fraction argileuse; extraire la fraction argileuse constituera donc un premier moyen de concentrer le fer;

Tableau VII

Profil GU01 : résultats des analyses triacides de la fraction argileuse à 80 et 100 cm

Prof. cm	P. F. %	INS. %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ki
80 (A)	14,10	0,14	42,5	26,68	9,95	0,50	0,04	2,04	0,01	0,95	0,10	0,08	2,71
100(A)	13,72	0,20	43,98	24,46	9,41	1,00	0,05	2,08	0,01	0,94	0,09	0,08	3,06

— les rapports Ki calculés sur la fraction argileuse seule sont élevés et confirment la présence de minéraux 2/1 dans l'argile des « sols rouges »;

— les rapports Ki sont en revanche sensiblement inférieurs à ceux qui ont été obtenus sur les résultats d'analyses de la terre fine totale des mêmes horizons, ce qui s'explique par la dissolution d'une partie des feldspaths du squelette quand l'attaque triacide est conduite sur toute la terre fine.

## F - PROFIL CALCAIRE

### 1.- Les données

Les résultats de l'analyse du calcaire effectuée sur la terre fine (TABL. V) ne permettent pas d'avoir une vue exacte de l'accumulation de cet élément dans le profil, car les nodules et rognons calcaires se retrouvent dans le refus après tamisage à 2 mm. Si l'on tient compte de ces formes de concentration, on peut dresser le profil calcaire suivant (Fig. 24). On doit tout de suite souligner, à la vue de ce profil, que l'imprégnation calcaire du sommet de l'arène "en place" à 200 cm ne se traduit pas par un "ventre" particulier. Pour le tracé de ce profil, les accumulations calcaires au niveau de l'arène d'amphibolite n'ont pas été prises en compte; comme c'est l'arène du gneiss gris qui est seule représentée, il y a donc une certaine sous-estimation du calcaire en profondeur.

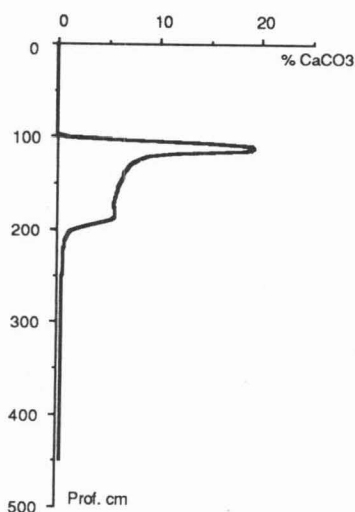


Fig. 24. Profil GU01 : profil calcaire

## 2.- Interprétations, origine du calcaire de l'encroûtement

Le profil obtenu est celui d'un sol à profil calcaire très différencié même si les teneurs en calcaire de l'encroûtement, qui est aussi la nappe de gravats, restent moyennes.

L'origine des encroûtements calcaires sur socle cristallin pose toujours un problème et de nombreux auteurs ont prouvé (ou envisagé) l'influence d'apports éoliens : MILLOT *et al.* (1977) au Maroc, BECH *et al.* (1980) en Catalogne, BLÜMEL (1982) en Namibie et dans le Sud-Est de l'Espagne, MILNES et HUTTON (1983) en Australie, pour ne citer que quelques références récentes.

Dans la région étudiée ici, l'influence de tels apports extérieurs ne semble pas devoir être envisagée : l'examen de la répartition du carbonate de calcium au niveau des arènes a montré que les accumulations calcaires se faisaient principalement au sein des bancs d'amphibolite grossière altérée. Si l'origine du calcaire était allochtone, il n'y aurait aucune raison pour que sa répartition en profondeur soit lithodépendante.

Pour mieux établir l'autochtonie du calcium des encroûtements, on peut esquisser un bilan sommaire de l'accumulation calcaire. Il faut tout d'abord pour cela estimer la quantité totale de calcaire, ramenée à l'unité de surface, présente dans le sol, elle est de l'ordre de 175 kg de  $\text{CaCO}_3$  par  $\text{m}^2$  (ce chiffre dépend de l'hypothèse faite sur la densité apparente au niveau de la nappe de gravats). Cette quantité de calcaire correspond au calcium contenu dans une colonne de roches haute de 0,85 m et ayant une section de 1  $\text{m}^2$  (composée de 25 % d'amphibolite et 75 % de gneiss ayant la composition des roches de la coupe, TABL. II, et représentant une masse totale de 2 350 kg).

Pour expliquer l'origine du calcaire présent dans la coupe du puits GU01, il n'est donc pas nécessaire de faire appel à des apports extérieurs éoliens; le gneiss lui-même et, mieux encore, les bancs d'amphibolite, constituent des sources suffisamment importantes de calcium. Comme ces roches, le gneiss surtout, ne sont que partiellement altérées, il faudra simplement doubler ou tripler l'épaisseur ou la masse indiquées ci-dessus pour fournir le calcium nécessaire. L'encroûtement observé correspond finalement à l'altération partielle d'une colonne rocheuse de hauteur comprise entre 1,6 et 2,5 m (4 700 à 7 050 kg de roches)

Bien entendu, la possibilité d'une fourniture sur place du calcium des encroûtements n'exclut pas une éventuelle redistribution latérale le long du versant.

## G - ENSEIGNEMENTS APPORTES PAR LES ANALYSES CLASSIQUES

**Sur le plan des propriétés agronomiques :** les analyses ont confirmé la fertilité relativement élevée de ce sol qui ne présente pas les principaux défauts inhérents à de nombreux autres sols tropicaux : acidité et/ou très faible capacité d'échange cationique. Cette "fertilité" se maintient après défrichement et les observations morphologiques ont montré précédemment que l'activité de la faune y contribuait pour une large part.

**Sur le plan de l'arénisation et de la genèse du sol :** les grandes lignes de l'évolution du profil ont été tracées à la suite de l'étude morphologique et deux étapes ont été identifiées : au début, arénisation accompagnée d'une altération limitée; ensuite, pédogenèse marquée par l'activité biologique et une altération plus poussée. Les analyses permettent de préciser quatre points supplémentaires :

- le coefficient de dilatation, ou de foisonnement, de la roche sous l'effet de l'arénisation a été estimé égal à 1,17 à la base du profil, ceci implique une véritable microtectonique au niveau des arènes sur le versant;

- la parenté entre remontées biologiques et horizon supérieur a été établie grâce à l'analyse granulométrique; comme il avait été précédemment montré que les remontées biologiques provenaient de la zone de déstabilisation des filons, c'est donc finalement un horizon très proche d'une arène qui se retrouve en surface par suite de l'activité biologique. Si le profil granulométrique est semblable à celui d'un sol lessivé en argile, le processus de lessivage n'intervient pas ici;

— l'argilification la plus importante se produit, dans ce profil, au voisinage de la surface après la remontée de matériaux profonds par la faune du sol; les argiles du « sol rouge » qui se forment alors doivent comporter un taux important d'édifices 2/1 car elles présentent un rapport  $K_i$  élevé;

— la différenciation du profil calcaire que l'on observe au niveau de la coupe ne nécessite pas d'apport extérieur de calcium, tout au plus peut on imaginer des redistributions latérales sur le versant.

C'est donc finalement une pédogenèse assez originale que permettent de mettre en évidence les observations et analyses pédologiques classiques.

## IV — ETUDE DES FORMES DU FER, DE L'ALUMINIUM ET DU SILICIUM

La pédogenèse illustrée par le profil du puits GU01 comportant de toute évidence une rubéfaction importante, le premier et principal objectif des différentes analyses présentées ici était la détermination des différentes formes du fer, de façon à comparer les résultats obtenus à ceux de la bibliographie. Ce n'est qu'accessoirement qu'ont aussi été mesurées les quantités d'aluminium et de silicium extraites; l'interprétation globale de ces derniers résultats s'est cependant révélée extrêmement intéressante.

### A - TECHNIQUES D'ETUDE

#### 1.- Méthodes employées

Plusieurs techniques ont été mises en œuvre pour tenter de caractériser les différentes formes du fer, de l'aluminium et du silicium de chaque horizon du profil :

— **l'étude des cinétiques de dissolution en milieu acide** selon la méthode mise au point par SEGALIN (1968) et en utilisant les aménagements et interprétations proposés par LAMOUREUX et QUANTIN (1973), QUANTIN et LAMOUREUX (1974). Il faut rappeler ici brièvement le principe de cette méthode : si un produit présente deux fractions inégalement solubles dans le réactif employé, la courbe cumulative de dissolution comportera deux branches : dissolution rapide, puis dissolution lente; une estimation graphique de la fraction la plus soluble est alors possible en prolongeant la branche correspondant à la dissolution lente jusqu'à l'axe des y. Des cinétiques avec HCl 8N et NaOH 0,5N employés en alternance; HCl 4N et NaOH 0,5N employés en alternance, et enfin HCl 8N employé seul, ont été réalisées.

— **des extractions à l'aide de réactifs chimiques sélectifs** des différentes formes du fer (JEANROY, 1983) ont aussi été réalisées selon un protocole simplifié par rapport à celui utilisé par JEANROY. Les réactifs retenus ont été le citrate-bicarbonate-dithionite (CBD ou réactif de Mehra-Jackson) pour la fraction oxydes dans son ensemble, l'oxalate d'ammonium tamponné à pH 3 par l'acide oxalique (ou réactif de Tamm) pour les formes oxydes mal cristallisées et amorphes, enfin l'EDTA à pH 10 pour les formes amorphes.

Ce que l'on peut raisonnablement espérer en comparant les résultats obtenus selon plusieurs méthodes, c'est mettre en évidence, pour chaque élément, des "compartiments" (terme utilisé par JEANROY) sensibles à l'une ou à plusieurs des méthodes employées. La comparaison des résultats des extractions des différents éléments pour un même horizon est bien souvent essentielle pour pouvoir formuler des hypothèses sur la nature de ce qui a été extrait. Pour un élément donné, la comparaison des quantités extraites dans chaque horizon renseigne sur une éventuelle dynamique.

Le calcul du pourcentage extrait, dans le cas des extractions sélectives, ou de la vitesse de dissolution, dans le cas de l'étude des cinétiques de dissolution, implique l'introduction d'une valeur représentant la quantité



totale de l'élément considéré; on a retenu pour cela la quantité extraite par le réactif triacide. Il a été noté précédemment que, pour le fer, cette estimation est proche de la quantité de fer totale quand les minéraux ferromagnésiens présents sont des biotites; en présence d'amphiboles, elle risque d'être sous-évaluée. Pour les deux autres éléments étudiés, silicium et aluminium, elle est systématiquement et fortement sous-évaluée.

## 2.- Limites des méthodes employées

D'importantes réserves ont été émises concernant l'emploi de la méthode SEGALIN. Les dissolutions faisant alterner un traitement acide et un traitement alcalin attaquent les silicates d'alumine tels que les nontronites (SEGALIN *et al.*, 1972) et les halloysites (COLMET DAAGE *et al.*, 1973); la fraction dissoute n'est alors plus composée uniquement d'oxydes et l'interprétation des résultats est rendue difficile. Dans les cas plus favorables où seul des oxydes sont dissous, la détermination d'un point d'inflexion indiquant deux cinétiques différentes sur la courbe cumulative de dissolution n'est pas toujours chose facile à faire, même en s'aidant des courbes de vitesse de dissolution comme le recommandent LAMOUREUX et QUANTIN (1973), ceci est dû à une absence de limite véritable entre état amorphe et état cristallin (LAMOUREUX, 1972; QUANTIN et LAMOUREUX, 1974) et à la présence de produits intermédiaires (crypto-cristallins) dans les échantillons étudiés. Quand il existe deux parties de la courbe cumulative bien séparées par un point d'inflexion, c'est-à-dire dans le meilleur des cas, on ne peut être assuré du caractère amorphe de la fraction la plus rapidement soluble qu'il est donc préférable de qualifier «forme facilement extractible» (BRESSION, 1976). L'emploi de la méthode SEGALIN tend aujourd'hui à disparaître, et c'est pour comparer les « sols rouges » indiens avec ceux ayant fait l'objet de travaux déjà anciens (notamment les sols rouges méditerranéens du Liban étudiés par LAMOUREUX, 1972) qu'elle a été retenue ici.

Les critiques à l'encontre des méthodes d'extractions chimiques sélectives sont beaucoup plus limitées, BORGGGAARD (1988) indique qu'une légère attaque des silicates ferri-fères du type nontronite par le réactif CBD a été détectée par de nombreux auteurs. D'une façon plus générale, il ne faut pas oublier que le choix d'un temps de contact sol/réactif et d'une température d'extraction résultent d'un compromis, un autre choix pouvant conduire à des résultats différents (JEANROY, 1983). Le choix retenu doit en particulier correspondre à une technique relativement simple et rapide à mettre en œuvre; c'est ce que souligne bien BORGGGAARD (1988) dans sa discussion sur la spécificité et la sélectivité des différents réactifs utilisés pour les dissolutions, et c'est le cas pour toutes les techniques employées ici.

## B - RESULTATS

Les résultats des différents traitements sont présentés globalement (TABL. VIII) et interprétés ci-dessous dans le cadre des trois ensembles principaux de la coupe.

### 1.- Ensemble supérieur : le « sol rouge »

#### (a) - LE FER

C'est l'élément le plus mobilisé par tous les traitements effectués, sauf par le traitement par l'EDTA à pH10 qui ne l'extrait pratiquement pas. La quantité de fer dissoute par le réactif CBD, qui correspond au fer dit libre (FL), est très importante et voisine de **50 % du fer total** (Fe Tot.) pour tous les horizons rubéfiés.

La quantité de fer facilement extractible (FeFE) déterminable à l'aide des cinétiques employant HCl 8N correspond quantitativement à une forte proportion du fer libre, entre 67 et 85 %; elle est extraite dès le premier traitement pour les horizons 0-5 cm et 40 cm (Fig. 25). Cette fraction FeFE est-elle réellement constituée d'oxydes ? Il est légitime de poser cette question, car la quantité totale de fer mobilisée par les cinétiques est largement supérieure au fer libre (TABL. VIII, 3<sup>e</sup> et 11<sup>e</sup> colonnes); ce qui implique la destruction partielle des

Tableau VIII

Profil GU01 : Formes du fer, de l'aluminium et du silicium, résultats des différentes extractions

## FER

Prof.	Triacide		Extractions sélectives						Cinétique			
	Fe Tot.		Fe CBD		Fe OXALATE		Fe EDTA		Fe FE		Fe Σ 8 extraits	
	cm	‰	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.
0 - 5		17,3	8,8	50,9	5,0	28,6	0,1	0,8	7,5	43,4	13,5	77,9
40		32,4	16,8	51,9	1,3	4,0	0,2	0,6	10,0	30,9	22,0	67,9
80		36,0	18,1	50,4	0,7	1,8	0,1	0,3	14,0	38,9	25,5	70,8
100		37,2	16,5	44,2	0,5	1,3	0,1	0,2	12,5	33,6	23,1	62,0
115		21,1	11,1	52,7	0,4	1,7	0,0	0,1	0,0	0,0	13,8	65,4
120		26,6	10,6	39,7	0,4	1,4	0,0	0,1	0,0	0,0	15,2	57,2
125		11,9	5,1	43,1	0,3	2,5	0,0	0,2	0,0	0,0	9,7	81,9
190		11,8	2,4	20,7	0,4	3,1	0,0	0,3	0,0	0,0	6,0	51,2
200		6,8	1,2	17,6	0,3	4,3	0,0	0,6	0,0	0,0	3,9	57,9
450		22,4	1,8	7,9	0,5	2,0	0,1	0,3	0,0	0,0	11,2	49,9

## ALUMINIUM

Prof.	Triacide		Extractions sélectives						Cinétique			
	Al Tot.		Al CBD		Al OXALATE		Al EDTA		Al FE		Al Σ 8 extraits	
	cm	‰	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.
0 - 5		22,9	0,3	1,4	2,0	8,7	0,3	1,5	0,0	0,0	16,2	70,6
40		44,0	0,6	1,4	1,1	2,5	0,4	0,9	0,0	0,0	23,3	53,0
80		54,0	0,6	1,1	0,9	1,6	0,1	0,1	0,0	0,0	20,3	37,6
100		54,0	0,6	1,0	0,9	1,6	0,0	0,1	0,0	0,0	18,5	34,3
115		37,7	0,7	1,9	0,9	2,4	0,0	0,1	0,0	0,0	12,7	33,6
120		34,0	0,7	2,1	0,9	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0	14,0	41,2
125		31,1	0,4	1,3	0,7	2,2	0,0	0,1	0,0	0,0	9,3	29,8
190		12,0	0,1	0,8	0,3	2,1	0,0	0,1	0,0	0,0	6,9	57,3
200		4,0	0,1	2,3	0,1	3,0	0,0	0,8	0,0	0,0	4,1	102,0
450		10,0	0,1	0,9	0,3	2,5	0,1	0,7	0,0	0,0	7,4	74,2

## SILICIUM

Prof.	Triacide		Extractions sélectives						Cinétique			
	Si Tot.		Si CBD		Si OXALATE		Si EDTA		Si FE		Si Σ 8 extraits	
	cm	‰	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.
0 - 5		39,7	0,5	1,4	0,3	0,9	0,2	0,4	5,0	12,6	17,8	44,9
40		73,3	1,2	1,6	0,4	0,6	0,2	0,2	6,5	8,9	26,4	36,0
80		95,7	2,2	2,3	0,4	0,4	0,2	0,2	15,0	15,7	37,2	38,8
100		99,6	2,5	2,5	0,4	0,4	0,6	0,6	21,0	21,1	44,8	45,0
115		86,1	2,5	2,9	0,8	0,9	1,1	1,2	12,0	13,9	33,2	38,6
120		71,2	4,3	6,1	0,4	0,5	1,1	1,5	11,5	16,2	32,4	45,6
125		71,6	0,3	0,5	0,2	0,3	1,2	1,6	7,5	10,5	21,0	29,4
190		30,2	0,9	3,0	0,1	0,3	0,6	2,1	5,0	16,6	15,1	50,1
200		12,0	0,4	3,5	0,1	0,5	0,3	2,3	0,0	0,0	11,4	94,8
450		27,2	0,7	2,5	0,2	0,6	0,2	0,8	0,0	0,0	10,8	39,7



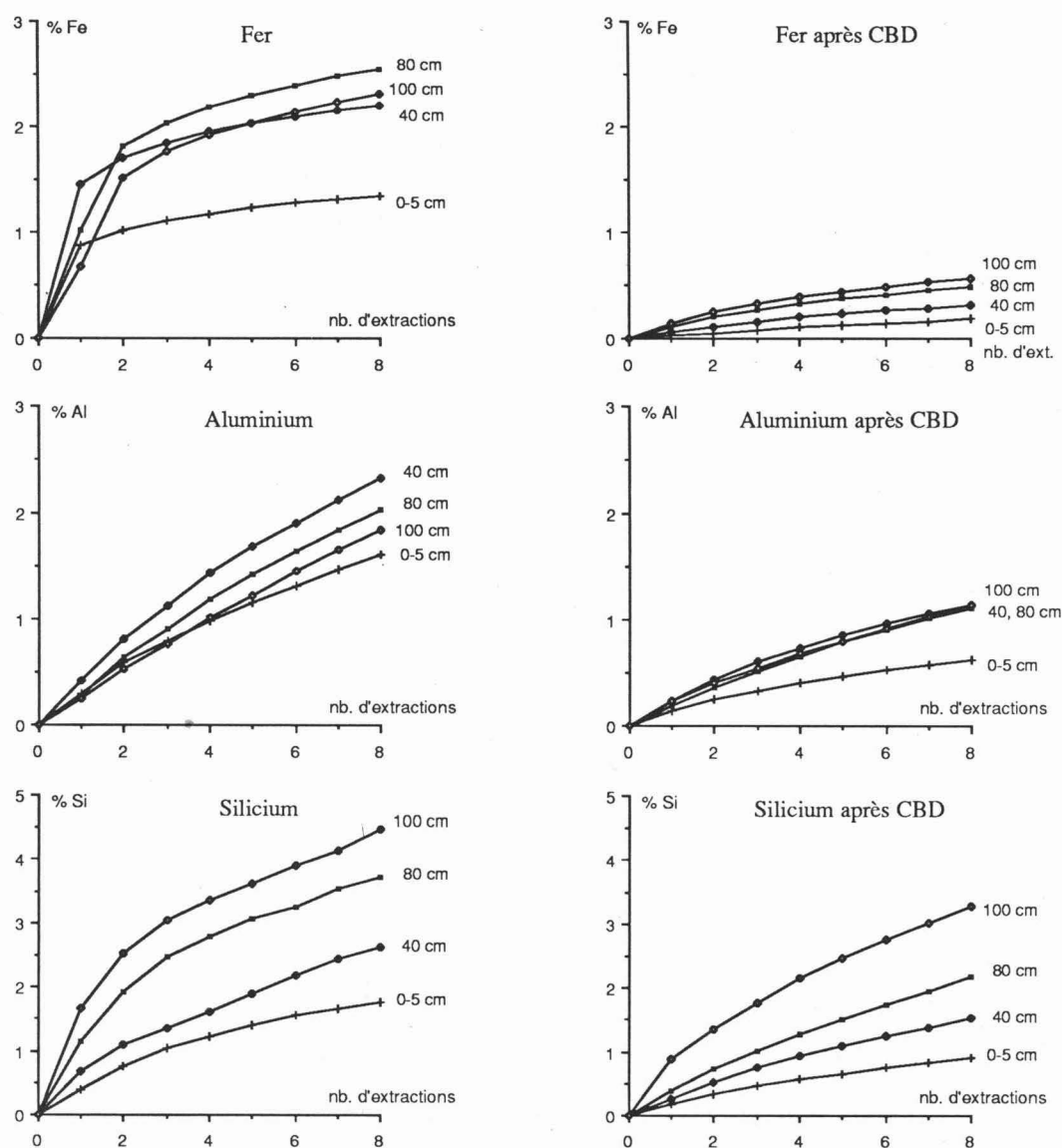


Fig. 25. Profil GU01, horizons rubéfiés : courbes cumulatives de dissolution du fer, de l'aluminium et du silicium par la cinétique employant HCl 8N et NaOH 0,5N (à gauche de la figure, sans prétraitement; à droite, après extraction par le réactif CBD).

couches octaédriques de certaines argiles ferrifères. On ne peut écarter totalement l'hypothèse d'une telle destruction dès le premier contact avec l'acide. La seule façon de vérifier que la fraction FeFE correspond bien à des oxydes est de faire, sur le même échantillon, une extraction des oxydes par le réactif CBD suivie d'une cinétique de dissolution SEGALIN. La comparaison des cinétiques avec et sans extraction par le réactif CBD (Fig. 25) prouve alors que la fraction FeFE est bien constituée d'oxydes.

On met ainsi donc en évidence pour le « sol rouge » un compartiment fer libre important et bien caractérisé par une forte extractibilité aux traitements acides.

Le traitement oxalate donne un profil bien différencié pour le fer, l'horizon supérieur présente environ 50% du fer libre soluble dans l'oxalate, donc qualifiable d'"actif" (selon l'expression proposée par BLUME et

SCHWERTMANN, cités par GUILLET et SOUCHIER, 1979). La quantité de fer actif diminue ensuite très rapidement avec la profondeur pour devenir négligeable à la base des horizons rubéfiés.

#### (b) - L'ALUMINIUM ET LE SILICIUM

— les réactifs sélectifs extraient peu d'aluminium et les profils d'extraction sont peu différenciés. Seule exception notable à cette règle, la forte extraction d'aluminium par l'oxalate dans les deux horizons supérieurs où l'on note : Al oxalate >> Al CBD. Cette particularité est difficilement interprétable, puisque l'on n'observe pas symétriquement Si oxalate >> Si CBD. Aucune des cinétiques (Fig. 25) ne permet de mettre en évidence un compartiment aluminium facilement extractible.

— qualitativement, quatre des six traitements réalisés s'accordent pour mettre en évidence une forme de silicium facilement dissoute dans les horizons rubéfiés les plus profonds (80 et 100 cm); quantitativement l'importance de cette forme est très variable et dépend plus du traitement que de l'horizon concerné. Les cinétiques de dissolution réalisées avec et sans prétraitement par le réactif CBD montrent que la fraction silicium facilement extractible (SiFE) est aussi largement extraite par le réactif CBD.

### 2.- Ensemble médian : la nappe de gravats

#### (a) - LE FER ET LE SILICIUM

Dans la nappe de gravats, les observations morphologiques ont montré que la phase rubéfiée n'était plus représentée que par des pénétrations terreuses, plus ou moins encroûtées, entre les lithoreliques. Le taux de fer libre (CBD) reste élevé et compris entre 40 et 50 %. Les extractions par l'oxalate et l'EDTA donnent des résultats très faibles, voire nuls. Tous ces résultats sont assez semblables à ce qui a été trouvé dans l'horizon immédiatement supérieur.

En revanche, pour le fer et pour tous les échantillons analysés au niveau de la nappe de gravats, les courbes cumulatives obtenues par la méthode SEGALIN avec alternance de traitements acides et alcalins (Fig. 27) sont différentes de celles obtenues précédemment pour les horizons supérieurs (Fig. 25). Au niveau de la nappe de gravats, le départ de toutes les courbes cumulatives est en effet plus ou moins sigmoïde. Ceci rend l'interprétation délicate et il est en particulier impossible de définir, et donc d'estimer, une forme de fer facilement extractible. Le premier traitement à la soude semble démasquer une partie du fer qui est alors fortement mobilisée dès la deuxième attaque acide. La comparaison avec les résultats de la cinétique employant HCl seul (Fig. 26),

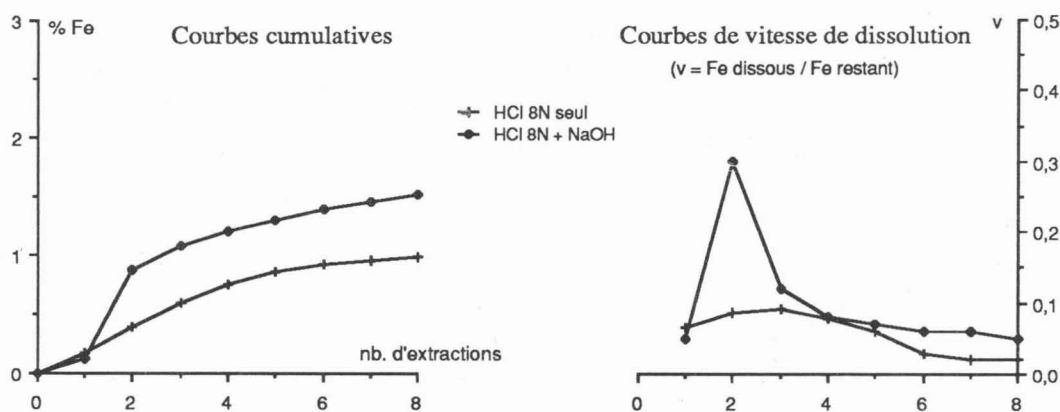


Fig. 26. Profil GU01, nappe de gravats : comparaison des courbes cumulatives de dissolution (à gauche) et des courbes de vitesse de dissolution (à droite) du fer par deux cinétiques : la première employant HCl 8N et NaOH 0,5N en alternance, la seconde, HCl 8N seul.

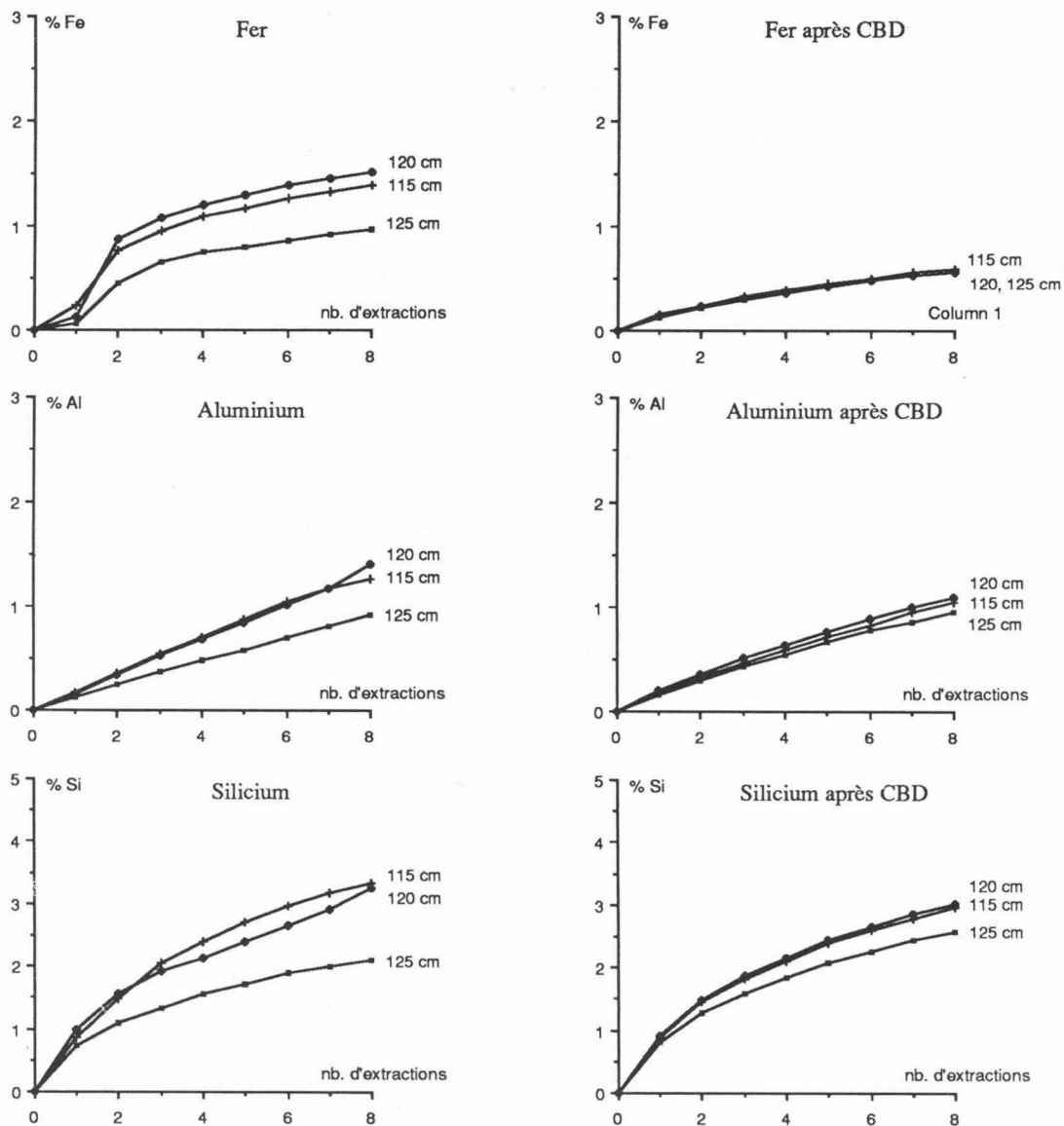


Fig. 27. Profil GU01, nappe de gravats : courbes cumulatives de dissolution du fer, de l'aluminium et du silicium par la cinétique employant HCl 8N et NaOH 0,5N (à gauche de la figure, sans prétraitement; à droite, après extraction par le réactif CBD).

pour laquelle ce démasquage n'a pas lieu, confirme qu'il s'agit bien d'un effet imputable la soude. Peut-on, dans ces conditions, qualifier le fer ainsi démasqué de fer libre; n'appartient-il pas au réseau cristallin des argiles ou n'est-il pas engagé dans des composés silico-ferriques plus simples ?

Ici encore, une extraction CBD suivie d'une cinétique de dissolution SEGALIN apporte des éléments de réponse. Après traitement CBD, la couleur rouge des échantillons a disparu et les courbes de dissolution du fer ne montrent plus aucune variation de solubilité (Fig. 27). Le fer (entre 0,40 et 0,75 %) qui est libéré à la deuxième attaque acide de la cinétique sans prétraitement CBD est donc bien du fer libre (en ce sens qu'il est extractible par le réactif CBD). Il est néanmoins protégé de l'action de l'acide par de la silice, et ceci est bien mis en évidence par l'étude cinétique. Cette silice ne semble pas dissoute par le réactif CBD, puisque les courbes de dissolution du silicium sont très semblables avec et sans prétraitement par ce réactif (Fig. 27).

Dans ce cas précis, l'emploi de la méthode SEGALEN permet de mettre en évidence une liaison fer-silice qui n'apparaît pas avec les traitements employant des réactifs sélectifs; elle présente donc un avantage (ou une complémentarité) par rapport à ces méthodes.

On remarque aussi (TABL. VIII) que l'EDTA mobilise une relativement forte proportion de silice "amorphe" pour les trois horizons correspondant à l'encroûtement.

#### (b) - L'ALUMINIUM

L'aluminium est peu extrait par les réactifs sélectifs; il est dissous de façon monotone lors de la cinétique faisant alterner les traitements acides et alcalins.

### 3.- Ensemble inférieur : les arènes

#### (a) - LE FER

Dans les niveaux d'arène, le fer des silicates primaires (biotites) ou de néoformation (argiles ferrifères) devient donc la forme prépondérante et atteint 92 % à 4,5 m de profondeur. Pour ces niveaux, la mise en évidence d'une forme de fer facilement extractible par les cinétiques de dissolution employant alternativement un traitement acide et un traitement à la soude est impossible (Fig. 28).

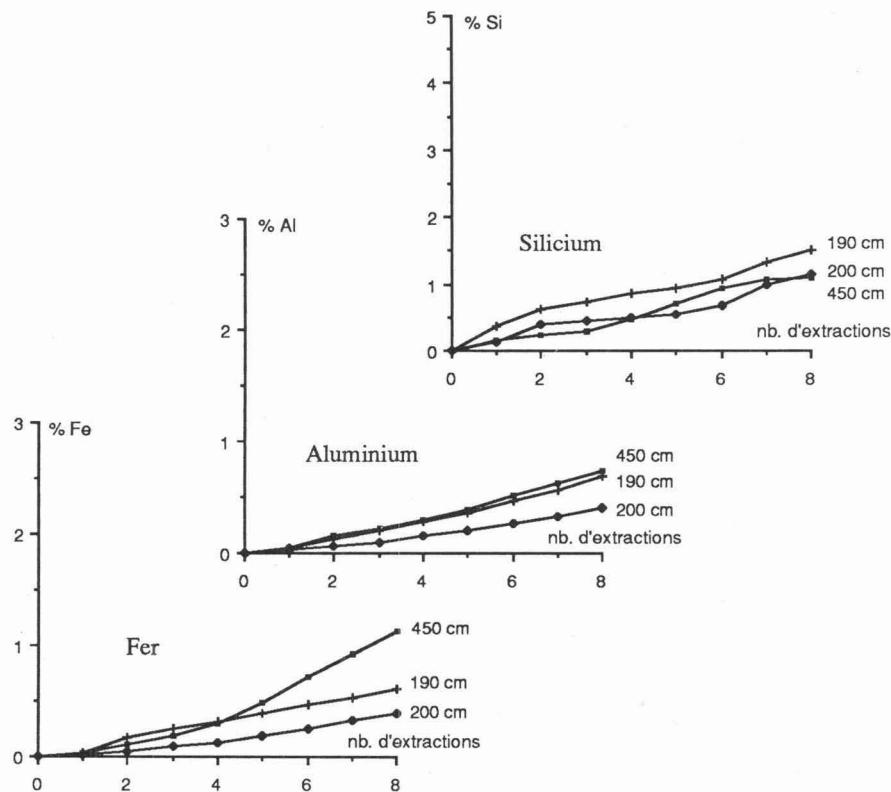


Fig. 28. Profil GU01, arène du gneiss gris : courbes cumulatives de dissolution du fer, de l'aluminium et du silicium par la cinétique employant HCl 8N et NaOH 0,5N.

#### (b) - L'ALUMINIUM ET LE SILICIUM

Ces deux éléments sont faiblement mobilisés par les réactifs sélectifs, mais ils sont régulièrement et fortement dissous par la méthode Segalen. Les quantités totales solubilisées correspondent alors à plus de 50 % des valeurs d'extraction par le réactif triacide, et même 100 % dans le cas de l'arène à 200 cm qui est très pauvre en argile.

## C - ENSEIGNEMENTS APPORTES PAR L'ETUDE DES DIFFERENTES FORMES DU FER DE L'ALUMINIUM ET DU SILICIUM

### 1.- Fer libre, fer facilement extractible et rubéfaction

Pour caractériser les formes du fer responsables de la rubéfaction, une extraction par le réactif CBD suivie de la détermination de la fraction facilement extractible lors d'une dissolution cinétique utilisant HCl 8N sont nécessaires. Cette procédure permet en effet de bien individualiser :

- les horizons supérieurs rubéfiés à forte teneur en fer libre facilement extractible;
- des horizons plus profonds, à la fois moins riches en fer libre et sans compartiment fer libre facilement extractible.

L'encroûtement présente une particularité : le fer dit libre (car dissous par le réactif CBD) y est en réalité associé, d'une manière qui n'a pas pu être précisée, à de la silice.

La forte extractibilité du fer libre des horizons rubéfiés était aussi un trait caractéristique des sols rouges étudiés au Liban par LAMOUROUX (1972). Cet auteur proposait d'ailleurs de retenir un taux élevé de fer facilement extractible, qu'il nommait alors «fer amorphe», comme critère important pour la caractérisation des sols fersiallitiques. Des études ultérieures par spectrométrie Mössbauer (LAMOUROUX *et al.*, 1978; TOBIAS et JANOT, 1980) ont montré que les oxydes de fer responsables de la couleur rouge des sols étaient le plus souvent constitués de très fines particules cryptocristallines de *protohématite*.

Une détermination minéralogique du fer a été réalisée sur ce profil à la profondeur 80 cm, après que les composés du fer aient été concentrés par une extraction d'argile suivie d'une attaque à la soude pour détruire les silicates (méthode de KÄMPF et SCHWERTMANN, 1982). L'analyse effectuée a effectivement montré que l'hématite était le seul oxyde de fer présent. De telles déterminations n'ont pas été réalisées systématiquement, mais le fractionnement chimique a permis de bien individualiser, au sein du fer libre, une fraction amorphe ou «active» (FeOX), soluble dans le tampon oxalique, ainsi qu'une fraction facilement extractible par HCl 8N (FeFE). Les différences (FeCBD—FeFE) et (FeFE—FeOX) seront interprétées respectivement comme les estimations des oxydes de fer bien cristallisés, d'une part, et des oxydes de fer cryptocristallins, d'autre part. Les résultats globaux du fractionnement selon cette interprétation sont représentés par la figure 29A. La figure 29B

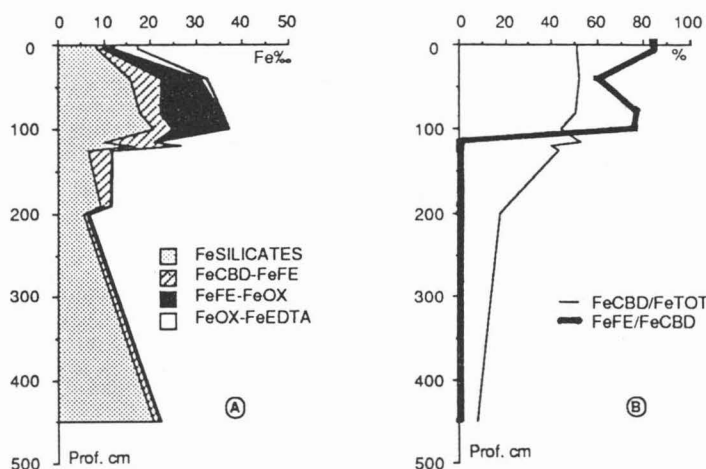


Fig. 29. Profil GU01 : A - les différents compartiments du fer révélés par le fractionnement; B - taux de fer facilement extractible par rapport au fer libre (FeFE/FeCBD) et taux de fer libre par rapport au fer total (FeCBD/FeTOT.).

montre que le taux de fer facilement extractible par rapport au fer libre ( $\text{FeFE}/\text{FeCBD}$ ) caractérise mieux la rubéfaction que le taux de fer libre par rapport au fer total ( $\text{FeCBD}/\text{FeTOT}$ .); on retrouve donc bien les conclusions de LAMOUROUX (1972).

LAMOUROUX se plaçait sous climat méditerranéen et étudiait surtout des transitions vers des régions plus sèches, à tendance désertique, ou plus humides, à tendance tempérée; il observait qu'une forte teneur en FeFE caractérise bien les sols rouges convenablement drainés formés par décarbonatation d'un calcaire dur, la teneur en FeFE diminuant ensuite sensiblement dans le cas de sols bruns plus hydratés, plus confinés ou encore calcaires. Le cas indien présenté ici permettra d'observer comment varie ce critère en conditions tropicales plus humides, c'est-à-dire vers le pôle ferrallitique où les sols restent généralement rouges.

## 2.- Autres éléments

Dans la coupe du puits GU01, la silice soluble présente un profil différencié décelable par plusieurs réactifs; le maximum de silice soluble est toujours situé au niveau de l'encroûtement, mais son estimation quantitative varie selon les traitements. Cette concordance entre maximum de silice soluble et encroûtement peut s'expliquer par le seul fait que la solubilité des silicates est souvent élevée dans les milieux où précipite la calcite (HALITIM *et al.*, 1983).

Pour aucun des traitements réalisés, l'aluminium ne présente de profil véritablement différencié. On ne décèle pas non plus d'aluminium substitué dans les oxydes de fer, car la quantité d'aluminium extraite par l'oxalate reste toujours supérieure à la quantité extraite par le réactif CBD. Dans le cas contraire, l'aluminium substitué serait libéré par la dissolution des oxydes de fer et l'on aurait  $\text{Fe CBD} > \text{Fe Oxalate}$  (JEANROY, 1983; GUILLET et JEANROY, 1985).

# V — INTERPRETATIONS D'ENSEMBLE

La caractérisation morphologique globale du profil GU01 est résumée par la figure 30 où ont été rappelés les processus mis en évidence au cours de cette première phase de l'étude.

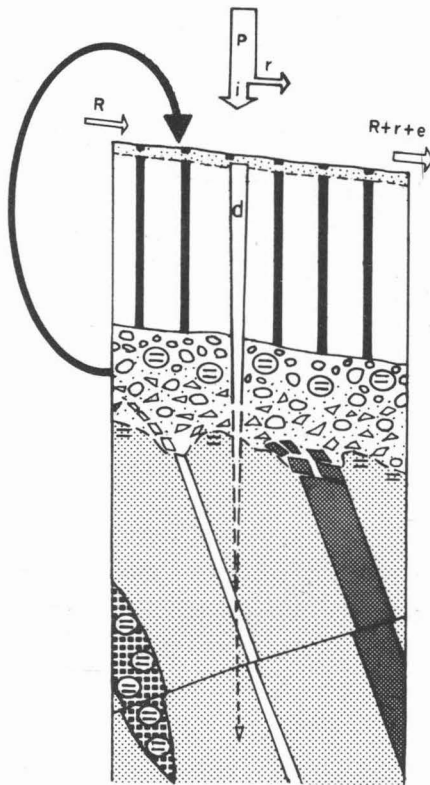
Le **ruissellement diffus** n'est pas un processus directement mis en évidence par l'étude du profil. Mais comme c'est le processus fondamental de façonnement des glacis, il fait partie du "contexte", il faut donc l'intégrer dans un essai d'interprétation globale et se rappeler qu'il contribue à redistribuer les matériaux en surface.

## A - ESSAI D'INTERPRETATION DU FONCTIONNEMENT DU PROFIL

### 1.- Position du problème

Sur socle cristallin, en climat tropical semi-aride, l'association au sein d'un même profil d'un « sol rouge », impliquant une forte libération du fer, et d'un encroûtement calcaire est un fait relativement rare :

— les sols de couleur rouge formés sur socle sont le plus souvent décarbonatés. C'est bien sûr systématiquement le cas des sols de type ferrallitique (*Oxisols* et *Ultisols* de la *Soil Taxonomy*), mais c'est aussi généralement le cas pour des sols à rapport Ki plus élevé : en Afrique, au Nord-Cameroun (MARTIN *et al.*, 1966; BRABANT et GAVAUD, 1985), au Sénégal (TOBIAS et JANOT, 1980-81); en Amérique, au Brésil (EQUIPE PEDOLOGIQUE FRANCO-BRESILIENNE, 1965); en Australie, bien qu'il soit difficile de se faire une idée précise des conditions pédologiques, il semble bien que la plupart des « sols rouges » soient aussi décarbonatés et que les



## PROCESSUS

- Remontées par la faune de matériel d'arène mêlé à des fragments d'encroûtement et de « sol rouge ».
- Entraînement latéral partiel par les eaux de ruissellement (apport de l'amont et départ vers l'aval).
- Altération complète des biotites, libération du fer.
- Fragmentation et altération partielle des feldspaths et des amphiboles; argilification marquée.
- Précipitation du  $\text{CaCO}_3$  sous forme de nodules et dissolution des silicates ?
- Prélèvement par la faune, dislocation des filons.
- Début d'altération des plagioclases et amphiboles.
- Encroûtement du sommet des arènes.
- Altération partielle des biotites et foisonnement de l'arène du gneiss gris.
- Altération poussée de l'amphibolite grossière et précipitation *in situ* de  $\text{CaCO}_3$ .

Fig. 30. Représentation schématique du profil GU01. Pour chaque niveau, les processus évolutifs mis en évidence sont indiqués à droite. La circulation hydrique est symbolisée: P - pluviosité; R - ruissellement; i - part de la pluviosité qui s'infiltré; r - part de la pluviosité qui ruisselle; e - éléments entraînés par le ruissellement; d - drainage. La représentation des différentes roches est identique à celle de la figure 17.

«terres rouges calcaires» (*calcareous red earths*) soient limitées aux zones arides ( $P < 400$  mm, HUBBLE *et al.*, 1983).

— les nodules calcaires sont généralement localisés dans des vertisols. De nombreux cas ont été décrits, qu'il est impossible de citer ici. En Afrique de l'Ouest, les vertisols à nodules calcaires sont souvent des sols de bas de pente associés, dans des toposéquences, à des sols décarbonatés à l'amont (PAQUET, 1970; BOCQUIER, 1973; BOULET, 1978).

Il faut donc maintenant essayer d'expliquer pourquoi, dans le cas de ce profil qui représente une situation courante dans la région étudiée, rubéfaction et encroûtement coexistent et montrer qu'il s'agit du résultat d'un seul et même fonctionnement (et que le « sol rouge » ne se forme pas par décarbonatation de la croûte calcaire à l'image de ce qui se passe en climat méditerranéen sur calcaire dur).

## 2.- Aspect théorique

Les études de l'altération du granite par simulation (FRITZ, 1975) prévoient la formation d'une colonne d'altération comportant un horizon supérieur de gæthite, plusieurs horizons intermédiaires à kaolinite puis à nontronite et enfin un horizon inférieur constitué de calcite et de montmorillonite; il n'y a donc pas d'obstacle théorique à ce que l'on trouve dans un même profil, des horizons rubéfiés superposés à des horizons encroûtés.



### 3.-Encroûtement et caractéristiques climatiques actuelles

Il est généralement admis que la constitution d'un encroûtement calcaire nécessite une longue période (RUELLAN, 1971; BOULAIN, 1978; BLÜMEL, 1982); et ceci doit être aussi le cas pour celui du profil GU01. Cet encroûtement se développe-t-il encore aujourd'hui ? Il paraît maintenant intéressant d'examiner la compatibilité entre les caractéristiques du climat actuel et le processus d'accumulation calcaire.

Les estimations de bilan hydrique qui ont été faites au chapitre précédent indiquent un drainage climatique moyen nul à Gundlupet pour une réserve utile prise égale à 100 mm; ce résultat signifie schématiquement que la lame d'eau apportée par les précipitations n'entraîne pas, en moyenne, de percolation profonde au delà de 1 m. Il faut cependant nuancer cette estimation : pendant, et surtout après, l'infiltration d'une lame d'eau, il existe une certaine redistribution par capillarité au niveau du front d'humectation; dans l'équation d'infiltration de PHILIP (1957), ces effets capillaires sont d'ailleurs pris en compte par le facteur sorptivité. L'épaisseur du profil qui se trouve réellement humectée est donc supérieure à celle qu'indique un calcul élémentaire de remplissage de la réserve en eau. Des observations réalisées pendant la seconde quinzaine du mois d'Août 1989 ont montré que le profil GU01 était humide jusqu'à environ 2 m, c'est-à-dire jusqu'à la base de la nappe de gravats; au cours de ce mois, il était tombé 126 mm.

Les carbonates précipitent généralement là où les solutions se concentrent trop pour que l'augmentation de la pression du  $\text{CO}_2$  d'origine biologique arrive à compenser cet accroissement de concentration (RUELLAN, 1971); c'est bien le cas dans la partie médiane du profil où le drainage moyen devient nul. Dans le détail, l'étude du profil calcaire a montré que le maximum de la concentration était situé à la partie supérieure de la nappe de gravats; ceci est logique quand on sait que la présence d'horizons de texture grossière, qui permettent au  $\text{CO}_2$  de s'évader, favorisent la précipitation des carbonates (RUELLAN, *ibid.*).

L'existence et la localisation de l'encroûtement calcaire sont donc compatibles avec les caractéristiques climatiques régionales actuelles et notamment avec la pluviosité relativement élevée (700 mm), mais bien répartie sur l'année.

### 4.- Bilan sommaire de l'encroûtement : importances relatives de l'encroûtement et des horizons supérieurs

L'établissement du bilan géochimique des encroûtements calcaires pose habituellement deux problèmes (MILLOT *et al.*, 1977) : celui de l'origine du calcium des encroûtements et celui du devenir des éléments dissous au cours de la constitution des encroûtements (surtout en présence de phénomènes d'épigénie bien caractérisés).

C'est le premier problème qu'il convient de reconsidérer ici; en effet, si l'altération des roches du profil GU01 est bien susceptible de fournir du calcium, il a été établi précédemment que la quantité de calcium présente dans l'encroûtement du profil GU01 correspondait à l'altération partielle d'une colonne rocheuse dont la hauteur serait comprise entre 1,6 et 2,5 m (4 700 à 7 050 kg de roches /  $\text{m}^2$ ). Le « sol rouge » que l'on observe au-dessus de l'encroûtement peut-il représenter le "résidu" de cette altération partielle ? Certainement pas, car sa masse, qui est de l'ordre de 1 700 kg /  $\text{m}^2$ , est bien trop faible pour cela, même en admettant un départ sensible des bases et d'une partie de la silice. Le bilan vertical de l'encroûtement apparaît donc : soit déficitaire de plusieurs mètres de « sol rouge » résiduel, soit excédentaire en calcium.

Il y a plusieurs solutions pour équilibrer ce bilan : soit considérer qu'une partie du « sol rouge » supérieur a disparu, soit faire appel à des migrations latérales de calcium, soit imaginer une combinaison des deux phénomènes.

— Qu'une partie du sol rouge ait disparu n'est pas étonnant, puisque le glacis est façonné par le ruissellement diffus; mais il est impossible d'envisager une troncature brutale de plusieurs mètres : elle aurait aussi détruit l'encroûtement.

— On peut aussi imaginer une alimentation de l'encroûtement en calcium par une migration latérale qui sera qualifiée d'**interne**, car se faisant sous l'action d'écoulements latéraux sub-superficiels, donc internes à la couverture pédologique (clino-drainage de RIOU, 1990). Des écoulements de ce type ont déjà été mis en évidence sous climat semi-aride, notamment par BOCQUIER (1973) au Tchad et par BOULET (1978) en Haute-Volta qui en ont étudié les conséquences sur la différenciation des sols. Ces écoulements latéraux internes vont souvent de pair avec l'existence de nappes perchées, au moins à certaines époques de l'année; si de telles nappes existaient ici et si des écoulements latéraux internes avaient bien lieu, ils devraient aussi participer au remplissage des puits et ce n'est pas ce qui a été observé sur une courte période de cinq années. Des écoulements latéraux peuvent bien sûr se produire en régime non saturé; ils sont alors encore susceptibles d'entraîner des produits dissous (RIOU, *ibid.*), mais en quantité relativement modeste.

Aucune de ces explications n'est véritablement satisfaisante pour rendre compte de l'encroûtement observé et c'est donc un autre schéma de migration latérale qui doit être envisagé.

#### **5.- Nouvelle hypothèse pour expliquer l'encroûtement : la "migration latérale externe" du calcium**

Cette hypothèse est illustrée par la figure 31 inspirée des schémas utilisés par JOHNSON (1985) pour décrire l'évolution de l'épaisseur du sol au cours du temps. Sur cette figure, on a représenté l'évolution d'une "tranche" de la couverture pédologique au cours de périodes de temps successives notées 1, 2...8; pour expliquer l'accumulation des carbonates, on fera jouer les processus élémentaires mis en évidence par l'étude morphologique du profil GU01. Selon l'hypothèse de la migration latérale externe, l'accumulation progressive du calcaire, en un point donné du glacis, est obtenue en combinant les trois actions suivantes :

— 1) En surface, sur le versant, la fourniture de matériau peu altéré est assurée par les remontées biologiques incessantes : on a vu plusieurs preuves du faible degré d'altération des minéraux remontés par la faune grâce à l'étude micromorphologique et constaté que les remontées biologiques contiennent d'ailleurs parfois des carbonates.

— 2) Le transit lent de ces matériaux s'effectue ensuite grâce au ruissellement diffus; ceci a deux conséquences importantes : ablation de matériel (entre deux étapes successives, la surface topographique s'abaisse) et transport sensible, vers l'aval, des minéraux encore peu altérés et du calcium qu'ils peuvent contenir.

— 3) Pendant le transit, l'altération des minéraux primaires remontés de l'arène est intense à la surface du glacis; on en a eu la preuve pour les biotites : remontées peu altérées de la zone de déstabilisation des filons; elles s'ouvrent, s'altèrent et finissent par disparaître en surface. Cette altération de surface enrichit les solutions qui percolent à travers le profil (figurées par une flèche sur le schéma) en éléments solubles, en particulier en calcium. Ce calcium va ensuite, par lixiviation verticale, participer à l'encroûtement.

L'altération continue de s'exercer à la base du profil et, entre deux étapes successives, une certaine épaisseur de roche est arénisée. Pour l'exécution de la figure 31, on a supposé que l'épaisseur de roche arénisée était égale à l'épaisseur de la couche superficielle disparue entre deux étapes successives; on est donc, du fait de cette hypothèse, en régime stable : le bilan morphogénèse-pédogénèse (TRICART, 1974, 1990; TRICART et KILIAN, 1979) est nul (mais ni la pédogénèse, ni la morphogénèse, ne sont inactives).

Au cours du temps, la tranche de couverture pédologique considérée s'enfonce, son épaisseur reste constante (hypothèse) et l'encroûtement s'enrichit en calcaire. La résultante globale de la remontée biologique des matériaux, du transit superficiel, de l'altération de surface et de la lixiviation des éléments dissous est identique à une migration latérale interne; mais le processus pris dans son ensemble a été nommé **"migration latérale externe"** pour insister sur le fait que **la composante latérale du mouvement s'effectue à la surface du glacis**. La "migration latérale externe" est tout à fait conforme aux observations réalisées au niveau du profil GU01 et les analyses physico-chimiques ont bien montré que les remontées de matériel peu évolué par la faune

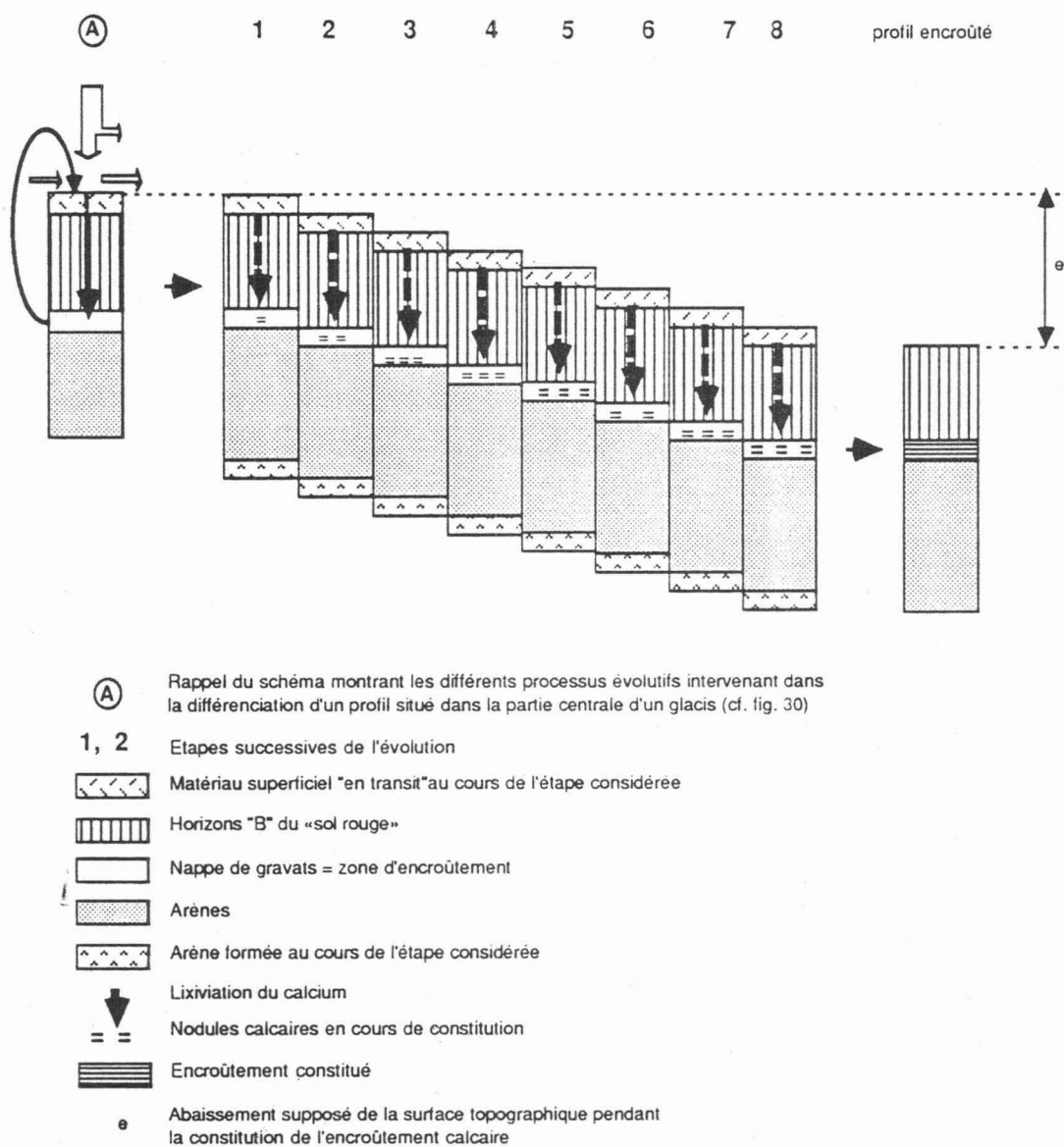


Fig. 31. Schéma montrant la constitution d'un encroûtement calcaire, en un point donné du glacier, selon le processus nommé "migration latérale externe" : l'évolution a été symboliquement décomposée en étapes; les différents processus élémentaires intervenant dans le processus global ont été rappelés à gauche de la figure.

du sol empêchent l'acidification, et même la simple décalcification, de la partie supérieure du profil (ce qui ne serait pas possible si la lixiviation intervenait seule).

#### 6.- Encroûtement et nappe de gravats

L'étude morphologique du profil GU01 a permis de constater qu'encroûtement calcaire et nappe de gravats se trouvaient approximativement à la même profondeur. On a vu plus haut que la précipitation des carbonates était favorisée par la présence d'un horizon de texture grossière et il y a là une première explication à la superposition des deux phénomènes.

On a vu aussi que cette profondeur commune correspondait à la cote limite atteinte par le front d'humectation en année moyenne; ayant montré que la nappe de gravats représente ici le résultat de l'activité de la

faune, essentiellement des termites, et sachant que ces insectes recherchent en général l'humidité en profondeur (BACHELIER, 1978, nombreuses références citées), il n'est pas surprenant de relever une activité importante marquant la zone régulièrement humide la plus profonde du profil.

C'est finalement le régime hydrique du sol qui explique la profondeur commune de l'encroûtement et de la nappe de gravats.

#### **7.- Problème particulier du régime hydrique des arènes profondes**

Au delà de 2 m, les arènes ont toujours paru sèches et une certaine humidité n'était détectable que par la condensation qui s'effectuait sur les sacs de prélèvement. Le puits n'a jamais été équipé d'une pompe depuis son achèvement; pendant les cinq années qu'ont duré les observations, il est d'ailleurs resté totalement sec. L'eau qui se trouve dans les arènes est donc la plupart du temps à un pF très élevé et l'alimentation en eau des arènes profondes ne doit se faire qu'à la faveur de pluies exceptionnelles et/ou par diffusion lente. Il est donc difficile de dire si l'altération se poursuit aujourd'hui<sup>1</sup> au niveau des arènes.

## **B - CONCLUSIONS**

L'ensemble des faits relevés par l'étude de caractérisation globale de ce premier profil s'interprète donc relativement bien en faisant appel à des redistributions internes, essentiellement verticales, par les eaux de drainage; les redistributions latérales étant limitées à celles que provoquent le ruissellement diffus et l'activité biologique, elles sont donc essentiellement superficielles.

L'emplacement de la zone d'activité maximale des termites est aussi logique par rapport à ce que l'on connaît du régime hydrique du sol et c'est la relative rareté de l'eau en profondeur qui semble bloquer, ou du moins ralentir considérablement, l'approfondissement du profil par la faune.

La formation du « sol rouge » et de son encroûtement, même si elle a nécessité une durée importante, semble donc parfaitement en accord avec les caractéristiques climatiques régionales actuelles.

On doit cependant s'interroger sur l'existence d'une altération réellement efficace en profondeur (c'est-à-dire là où le débit des solutions est pratiquement nul) et, de cette façon, poser le problème du caractère actuel ou hérité des arènes à partir desquelles se forment finalement les « sols rouges ».

---

<sup>1</sup> Si elle est active, il faut que l'eau qui en est responsable ait une charge en éléments dissous telle qu'elle soit capable d'altérer uniquement les biotites du gneiss et les amphiboles des amphibolites grossières tout en respectant les plagioclases.



# 4

## **Etude pédologique du puits GU01** **Caractérisation détaillée de la fraction argileuse**

### **INTRODUCTION**

L'étude des minéraux argileux des « sols rouges » de la région de Gundlupet a débuté dès 1985 dans le cadre de l'inventaire des sols des régions forestières du sud de l'Inde. Les premiers résultats ont été publiés en 1987 (BOURGEON, 1987 *a*). La présence systématique d'interstratifiés 2/1 aux côtés de minéraux 1/1 a été mise en évidence dès les premières analyses, venant ainsi confirmer les indications des analyses physico-chimiques de caractérisation globale.

Cette caractérisation sommaire, reposant sur un petit nombre d'analyses, demandait à être confirmée et approfondie. Les travaux ultérieurs se sont attachés à étudier des profils minéralogiques complets en utilisant la diffraction des rayons X (DRX) ainsi que certaines des possibilités offertes par la microscopie électronique classique à transmission (MET), la microscopie électronique à balayage en transmission (STEM) et la microscopie à balayage en réflexion (MEB). Ces études furent réalisées à l'Institut de Géologie de Strasbourg, en collaboration étroite avec Ph. LARQUE, et avec l'appui technique de Ph. KARCHER pour les travaux réalisés au MET et au MEB et celui de G. EHRET pour ceux réalisés au STEM.

Les calculs d'analyse en composantes principales (ACP) réalisés sur les données obtenues par microanalyse au MEB et au STEM sur les échantillons ont été réalisés en utilisant les logiciels Graph Mu et Mac Mul de J. THIOULOUSE (1989).

## I — ANALYSES MINÉRALOGIQUES PAR DIFFRACTOMÉTRIE DES RAYONS X SUR LA FRACTION INFÉRIEURE À 2 $\mu\text{m}$

Les fractions argileuses provenant des différents niveaux du profil GU01 ont été étudiées par diffraction des rayons X sur lames orientées. Pour les échantillons rubéfiés, l'obtention d'un diagramme interprétable a nécessité l'emploi de traitements de déferrification adaptés.

### A - CHOIX D'UN TRAITEMENT DE DEFERRIFICATION

#### 1.- Méthodes testées

La méthode de déferrification utilisée en routine (traitement par HCl) au laboratoire de l'Institut de Géologie ne s'étant pas révélée satisfaisante, deux autres méthodes de déferrification ont été testées sur des échantillons du profil GU01, mais aussi sur des échantillons d'autres profils de sols rouges du sud de l'Inde de façon à sélectionner une méthode applicable à l'ensemble de cette étude. L'étude des formes du fer ayant montré que les formes micro-cristallines constituent la majeure partie du fer libre et qu'elles sont sensibles aussi bien à une extraction HCl qu'à l'action du réactif CBD, le choix s'est naturellement porté sur une méthode employant l'un de ces deux réactifs. L'extraction par le tampon oxalique de la fraction amorphe, recommandée parfois pour la préparation des argiles (ROBERT et TESSIER, 1974), avait peu de chances de donner un résultat satisfaisant ici, l'expérience ayant montré que ce réactif n'extrayait que peu de fer. Ont été testées la méthode de déferrification DEB qui comporte un traitement HCl et la méthode Mehra-Jackson (réactif CBD). Dans la présentation des résultats, le "témoin" correspond à l'analyse de routine (donc après traitement HCl dans le cas des horizons rubéfiés). Les trois types d'horizons : arène, encroûtement et horizons rubéfiés, ont été soumis aux tests.

#### 2.- Résultats des essais (Fig. 32)

(A) ECHANTILLON D'ARENE DE GNEISS LEUCOCRATE provenant du puits GU01 à 200 cm, non rubéfié. Le témoin n'a donc pas fait l'objet d'une déferrification de routine, il présente un mélange d'illite, d'interstratifiés (10-14Sm) et de matériel à 7,2 Å en faible quantité (5 %). Ce matériel à 7,2 Å (à pics dissymétriques à 3,5 et 7,2 Å) correspond aussi vraisemblablement à des interstratifiés, mais il s'agirait alors d'interstratifiés (7-14Sm) (HERBILLON, comm. personnelle). Sur les diagrammes DEB, seule l'illite reste identifiable. Sur les diagrammes CBD, le matériel à 7,2 Å a pratiquement disparu, le pic large à 15 Å du diagramme normal indiquant l'interstratifié (10-14Sm) est très aplati alors que le gonflement à 17,7 Å persiste sur le diagramme éthylène-glycol.

(B) ECHANTILLON D'HORIZON B RUBEFIE du profil SING2 (région de Coimbatore, cf. chapitre 9). Le diagramme du témoin (déferrifié par la méthode de routine à l'HCl) présente des réflexions larges et mal individualisées à 7,5, 10 et 15 Å. Le traitement DEB a tendance à supprimer les réflexions à 7,5 et 10 Å. Seul le diagramme CBD permet une bonne identification des interstratifiés (10-14Sm); le pic à 10 Å, qui apparaissait mal sur les diagrammes normal et glycol du témoin, devient net sur les diagrammes CBD.

(C) et (D) ECHANTILLONS D'HORIZONS ENCROUTES OU CALCAIRES du profil SING3 (région de Coimbatore, cf. chapitre 9). Les diagrammes des témoins (déferrifié par la méthode de routine à l'HCl) sont pratiquement illisibles et ne permettent guère d'identifier quoi que ce soit; on note cependant, pour les deux échantillons étudiés, une large réflexion vers 4,45 Å (non représentée sur la figure 32). Le traitement DEB



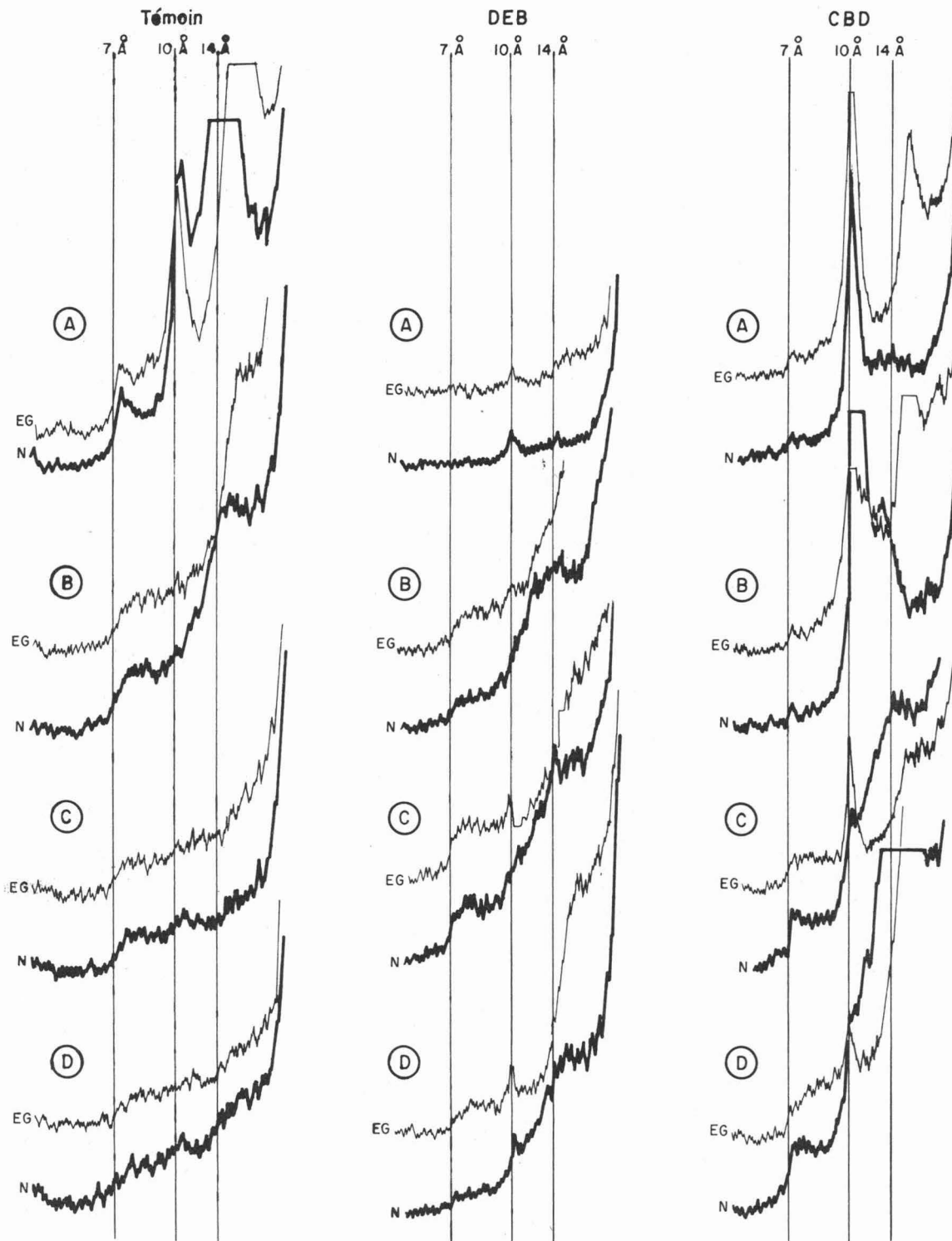


Fig. 32. Diagrammes diffractométriques des tests de déferrification réalisés sur la fraction  $< 2 \mu\text{m}$  de différents types d'horizons des « sols rouges » du sud de l'Inde. DEB et CBD sont les deux tests réalisés; A - arène du profil GU01 à 200 cm, le témoin n'a reçu aucun traitement; B - horizon B du profil SING2; C - horizon B encroûté du profil SING3; D - horizon Bck du profil SING3, les témoins de B C et D ont été traités par HCl; N - diagramme normal; EG - diagramme après saturation par l'éthylène glycol.

améliore peu les choses, mais un pic à 10 Å apparaît plus nettement. Seuls les diagrammes CBD permettent l'identification correcte de la phase (7-14Sm), de l'illite et des interstratifiés (10-14Sm), le traitement CBD supprime aussi totalement la réflexion à 4,45 Å.

### 3.- Interprétations

**ACTION DU CBD SUR LA RAIE A 4,45 Å.** La raie à 4,45 Å est une réflexion (hko) des minéraux 1/1 et 2/1; son intensité sur les lames d'argile orientée est habituellement réduite. Son importance sur les diagrammes de certains témoins rubéfiés résulterait de la présence de matériel (fer amorphe?) empêchant l'orientation des minéraux argileux sur la lame de verre (VERHEYE *et al.*, 1973). La disparition de cette raie après traitement CBD constituerait donc un bon indice de l'efficacité de ce traitement pour le "nettoyage" des minéraux argileux de ces sols rubéfiés.

**METHODE RETENUE.** Le traitement DEB est inutilisable dans la plupart des cas traités, car il a tendance à détruire les édifices interstratifiés, notamment les éventuels interstratifiés (7-14Sm). Seul le traitement CBD reste donc utilisable; il semble cependant aussi affecter les édifices interstratifiés et l'on a pu s'en rendre compte par les essais réalisés sur un échantillon d'arène pour lequel la déferrification n'est pas un préalable indispensable à l'obtention d'un diagramme interprétable.

## B - EVOLUTION MINERALOGIQUE DE LA FRACTION ARGILEUSE DANS LA COUPE DU PUIT GU01

### 1.- Les données de l'analyse standard

En plus d'un diagramme sur l'échantillon non traité (mais éventuellement déferrifié), noté N, ont été réalisées systématiquement des diagrammes après les traitements suivants :

- saturation à l'hydrazine, noté H;
- saturation à l'éthylène glycol, noté EG;
- chauffage à 500°C noté, C.

Seuls les diagrammes N et EG ont été reproduits sur la figure 33.

Les illites sont présentes de haut en bas de la coupe et sont particulièrement abondantes dans les horizons supérieurs (« sol rouge »).

Les smectites pures sont présentes uniquement dans l'arène profonde de gneiss à amphibole à 470 cm. A peu près au même niveau (450 cm), l'arène du gneiss leucocrate est riche en minéraux interstratifiés (10-14Sm), qui sont identifiables grâce à leurs réflexions très larges à 15 Å sur le diagramme N passant à 17,7 Å sur le diagramme EG. Ces interstratifiés, dont l'abondance et la richesse en smectite diminue vers le haut du profil, persistent dans toute la coupe, y compris dans les horizons du sol rouge. Leur abondance et leur richesse apparente en smectite deviennent cependant délicates à estimer après traitement de déferrification (cf. supra).

Une phase argileuse donnant une réflexion dissymétrique (étalée vers les petits angles) à 7,2 Å apparaît dès les arènes profondes, mais ne représente pas plus de 5 % des argiles (dans la mesure où les diagrammes permettent de l'estimer). Les caractéristiques de la réflexion à 7,2 Å, l'existence d'une autre réflexion à 3,5 Å présentant aussi une forte dissymétrie (vers les grands angles cette fois), permettent d'envisager que cette phase argileuse est constituée d'interstratifiés (7-14Sm); sa nature doit néanmoins être précisée par des observations complémentaires. Dans le « sol rouge », ce matériel à 7,2 Å devient très abondant. Les réflexions à 7,2 Å sont

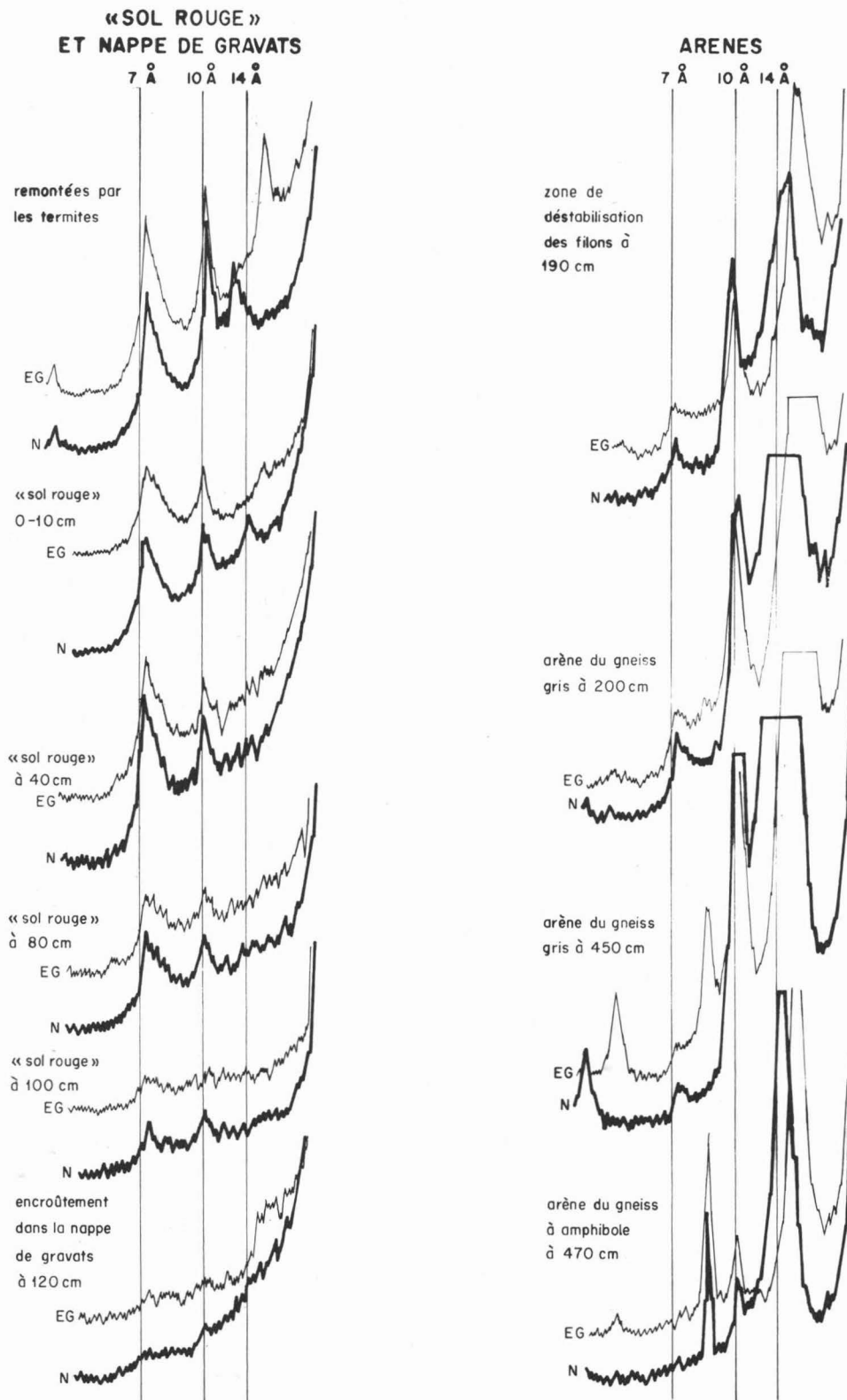


Fig. 33. Profil GU01 : diagrammes diffractométriques (N : normal et EG : éthylène-glycol) réalisés sur la fraction  $< 2\mu\text{m}$  des différents horizons.

peu affectées par le traitement à l'hydrazine ce qui est généralement l'indice d'un important désordre pour des minéraux 1/1 (DOUGLAS *et al.*, 1984).

## 2.- Interprétations

La coupe présente un profil argileux relativement bien différencié; les mêmes types de minéraux argileux se retrouvent de haut en bas, mais dans des proportions très différentes. Chaque type d'horizon défini lors de l'étude macromorphologique présente de ce fait un cortège argileux caractéristique que l'on doit rapprocher des observations micromorphologiques :

— au niveau des arènes du gneiss : l'étude micromorphologique a permis de constater que seules les biotites semblent s'altérer et l'analyse diffractométrique de la fraction argileuse montre dans les produits de cette altération une très nette prédominance des interstratifiés (10-14Sm) mêlés à des micas résiduels;

— dès l'encroûtement, et encore plus nettement dans les horizons du « sol rouge », les plagioclases s'altèrent à leur tour et l'on observe alors un mélange plus complexe d'interstratifiés (10-14Sm), d'interstratifiés (7-14Sm) et de micas résiduels.

Dans tout le profil, la présence de smectite dans les interstratifiés à côté de micas résiduels confirme le caractère bisiallitique (PEDRO, 1966) de ce sol. Il apparaît notamment que l'altération des biotites dans les arènes conduit à des minéraux riches en smectite : interstratifiés (10-14Sm) ou, plus rarement, smectite véritable.

Quand des micas, c'est-à-dire des phyllosilicates primaires 2/1, sont concernés par la bisiallisation, cela pose le problème particulier de l'identification des processus d'altération qui interviennent. PAQUET (1970) a opposé la bisiallisation vraie, où les argiles sont issues de néoformations, à la bisiallisation apparente, où elles résultent de transformations. PEDRO a repris cette distinction dans plusieurs articles consacrés à la répartition mondiale des sols et des altérations (PEDRO 1976, 1984 et 1987 a). D'autres auteurs se sont attachés à identifier les mécanismes de transformation qui interviennent lors de la bisiallisation apparente. Ainsi ROBERT (1970, 1971), par l'étude expérimentale de l'évolution des biotites, a réussi à préciser les transformations qui interviennent dans la biotite en fonction des conditions du milieu; il définit ainsi une bisiallisation apparente de milieu neutre ou alcalin qui affecte principalement la couche tétraédrique et peut aboutir à des minéraux à comportement de smectite. KOUNETSRON *et al.* (1977) étudiant la transformation biotite  $\Rightarrow$  smectite dans des vertisols du Togo indiquent que cette transformation passe par un intermédiaire vermiculite et nécessite de plus un enrichissement en silice; ils proposent de considérer ce type de transformation, avec apport de silicium structural, comme un cas limite entre les processus de transformation et ceux de néogénèse.

Dans le cas des arènes de la coupe du puits GU01, les diagrammes réalisés sur les fractions argileuses n'ont jamais permis d'identifier de produits du type vermiculite ou interstratifiés (10-14V). Une incertitude persiste cependant, quant à la nature exacte des interstratifiés gonflants des arènes et une possibilité d'affiner leur détermination est offerte par le test de refixation du potassium.

## 3.- Caractérisation complémentaire des argiles de l'arène par des tests de refixation du potassium.

Selon les travaux de ROBERT et BARSHAD (1972) un essai de refixation du potassium suivi d'un chauffage à 110°C permet de distinguer les smectites de transformation, issues de micas dioctaédriques, des smectites de néoformation. Un tel test peut donc éventuellement permettre de déceler un intermédiaire dioctaédrique dans la transformation biotite  $\Rightarrow$  smectite, par exemple une vermiculite dioctaédrique comme le suggèrent DEJOU *et al.* (1977).

Les tests de refixation de K qui ont été réalisés permettent de faire ressortir une nuance dans le profil des interstratifiés de l'arène (Fig. 34) :

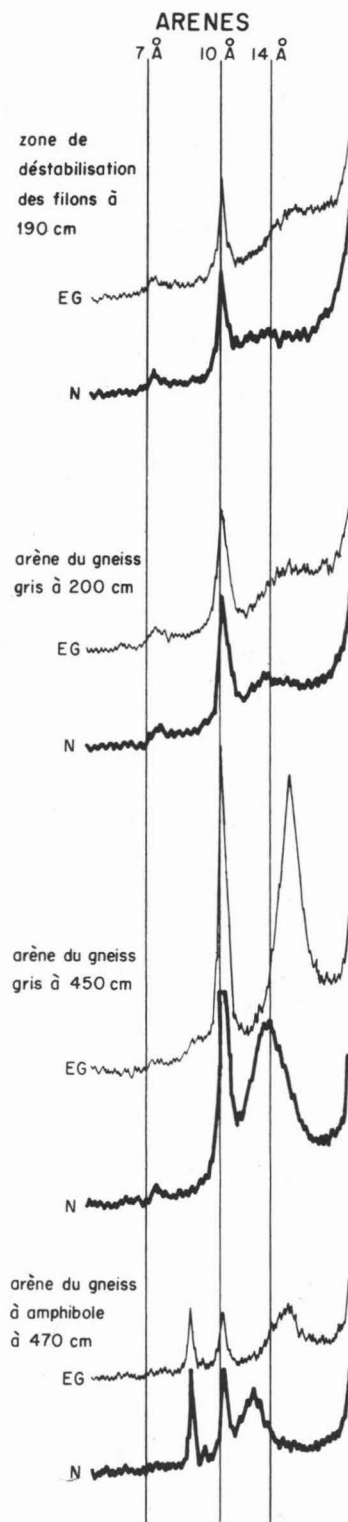


Fig. 34. Profil GU01 : diagrammes diffractométriques réalisés après saturation par le potassium et chauffage à 110°C sur la fraction < 2 µm des différents niveaux de l'arène.

— à la base de l'arène, vers 450 cm, les interstratifiés ne se referment que très partiellement suite à l'échange K et au chauffage à 110°C, une bonne partie d'entre eux gonfle après traitement à l'éthylène glycol : on trouve là des caractères de smectite de néogénèse (ROBERT et BARSHAD, 1972).

— plus haut, vers 200 cm, la fermeture après échange K et chauffage est mieux marquée, les propriétés de gonflement s'estompent, mais ne disparaissent pas totalement : les interstratifiés ont alors un comportement plus proche de celui des minéraux issus de la transformation de micas dioctaédriques et une faible partie seulement consisterait en smectites de néogénèse.

Ces résultats montrent que la néoformation de la smectite est plus nette à la base de l'arène qu'à sa partie supérieure. Ceci va d'ailleurs de pair avec la richesse des interstratifiés en smectite qui est aussi plus élevée à la base de l'arène que plus haut.

Il semble donc qu'à la base de l'arène, l'évolution des biotites soit très proche de celle qui a été décrite par KOUNETSRON *et al.* (1977). Les conditions de milieu correspondant à cette évolution ont été définies par DEJOU *et al.* (1977) : milieu alcalin et présence de solutions riches en silice. Elles sont certainement réunies dans les arènes étudiées ici où les pH sont compris entre 8 et 9 (TABL. V, chap. 3) et où les phénomènes de dissolution/remplacement des silicates par la calcite dans les zones d'encroûtement sont susceptibles d'enrichir les solutions en silice.

## II — OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES AU MICROSCOPE A TRANSMISSION CLASSIQUE (MET)

Les analyses précédentes ont été complétées par l'observation des particules en microscopie électronique à transmission classique. De nombreuses microdiffractions ont aussi été effectuées pour confirmer les diagnostics et essayer d'établir une typologie morphologique des différentes particules argileuses.

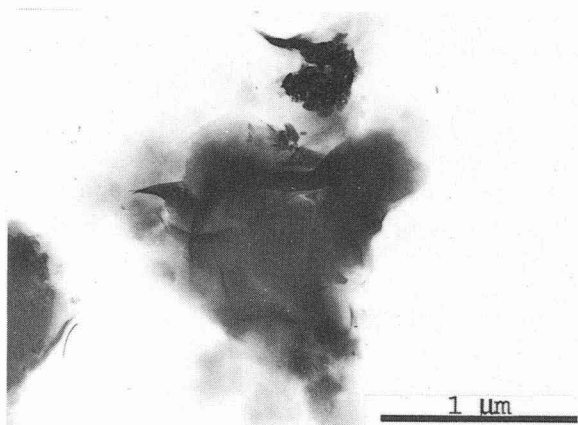
### A - RESULTATS (Planche VIII)

Sur les préparations examinées, on observe de nombreuses particules d'aspect classique : grosses particules de mica et smectites à morphologie de voile (Pl. VIII, photo 33). Ce type de smectite est caractéristique de l'arène profonde où il coexiste avec des micas; on retrouve donc là les deux types minéralogiques identifiés par DRX. D'autres particules ont des morphologies moins courantes et elles sont surtout présentes dans le « sol rouge » :

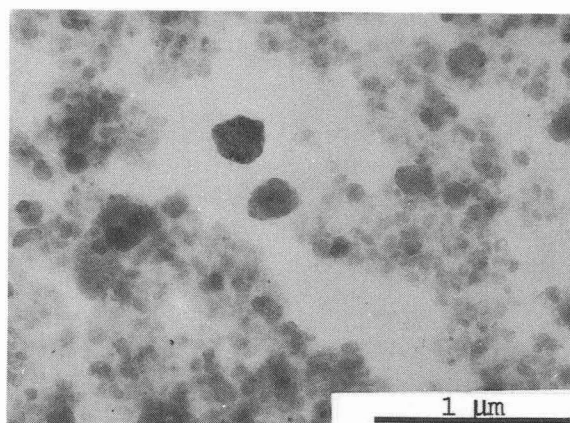
— il existe, dans les horizons rubéfiés, "un fond" de très petites particules ( $< 0,2 \mu\text{m}$ ) dont les formes sont très variables (Pl. VIII, photos 34 et 35); ces petites particules doivent représenter la phase (7-14Sm) des diagrammes DRX, abondante dans ces horizons;

— des amas de particules fusiformes (Pl. VIII, photo 36) de petites dimensions ( $0,02 \times 0,10 \mu\text{m}$ ) sont aussi fréquents dans les horizons rubéfiés;

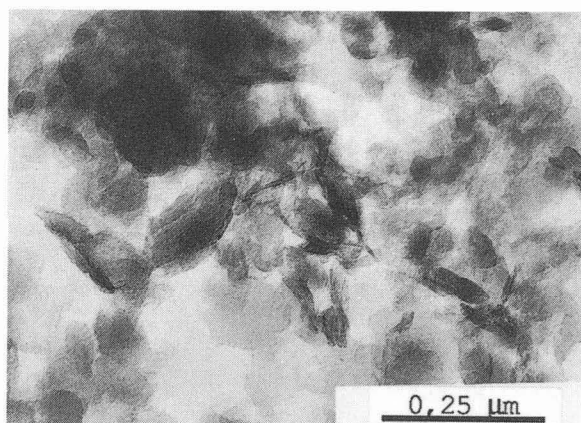
— d'autres amas, à contours flous (Pl. VIII, photo 37), donnent par microdiffraction des diagrammes de smectite; on les observe principalement dans la zone de déstabilisation des filons où se retrouvent aussi des smectites plus classiques en voile;



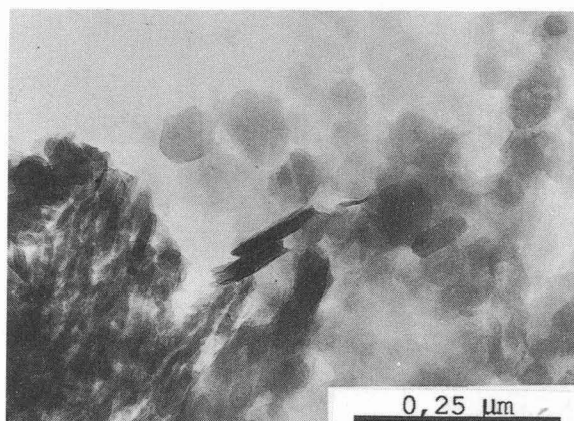
**Photo 33 :** smectite en "voile" dans l'arène du gneiss gris à 450 cm.



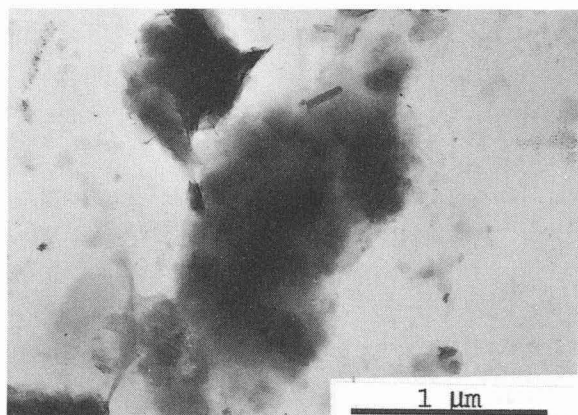
**Photo 34 :** petites particules dans l'horizon rubéfié à 40 cm [interstratifiés (10-14Sm)].



**Photo 35 :** détail d'une zone de petites particules dans l'horizon rubéfié à 40 cm.



**Photo 36 :** détail d'une zone de petites particules dans l'horizon rubéfié à 80 cm : particules à morphologie de kaolinite, particules fusiformes, quelques halloysites?



**Photo 37 :** amas à contours flous (diagramme de smectite) et petite smectite, nappe de gravats à 190 cm.



**Photo 38 :** mica à débit en lattes, arène du gneiss gris à 200 cm.

**PLANCHE VIII :** Profil GU01, morphologie des particules argileuses extraites de différents horizons (MET, Clichés Ph. KARCHER)



— enfin quelques micas présentent un débit en lattes (Pl. VII, photo 36) et le diagramme de microdiffraction du mica est alors altéré, ce type de faciès a été observé aussi bien dans les arènes que dans les horizons du « sol rouge ».

## B - COMMENTAIRES

Seules les observations réalisées sur la fraction argileuse de l'arène profonde sont cohérentes avec les déterminations de DRX. Dans tous les autres cas on dénombre plus de types morphologiques que ne le laissait prévoir le nombre de types minéralogiques identifiés par DRX.

Il a été montré que les smectites pouvaient présenter plusieurs morphologies; c'est aussi certainement le cas des interstratifiés (7-14Sm) qui seront étudiés en détail ci-dessous. Certains types morphologiques observés peuvent aussi représenter des stades de transformation plus ou moins fugaces.

Une telle hétérogénéité, dès que l'on quitte l'arène profonde, montre bien que l'on ne se trouve plus dans des conditions de milieu imposant une formation de type minéral unique; ce qui est observé ici se rapproche beaucoup de ce que l'on connaît des domaines où règnent les processus de transformation (PEDRO, 1976).

## III — MISE EN EVIDENCE DE L'INTERSTRATIFIE (7-14SM) PAR ETUDE AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE EN TRANSMISSION (STEM)

L'étude de la phase argileuse à 7,2 Å, supposée constituée d'interstratifiés (7-14Sm), a été abordée selon trois voies susceptibles de prouver cette interstratification :

— la voie la plus directe consiste à mesurer l'écartement des plans réticulaires sur images obtenues en mode haute résolution sur coupes ultraminces perpendiculaires aux plans des feuillets;

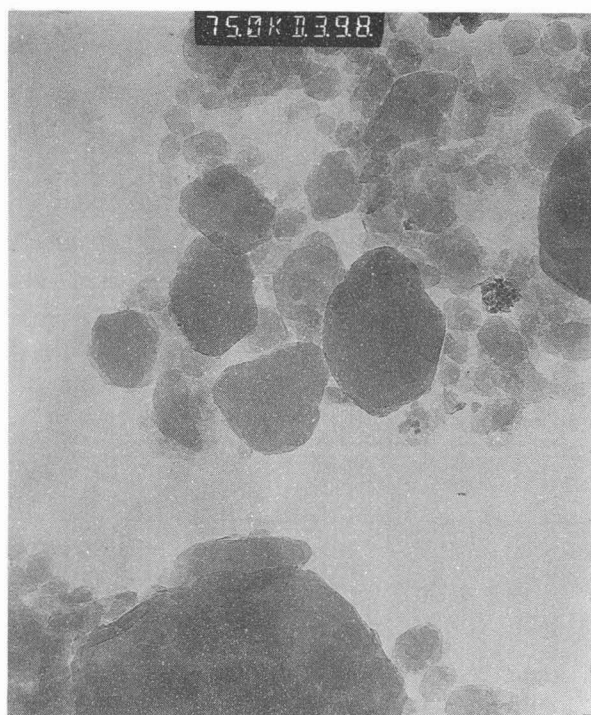
— la seconde procédure est la détermination des paramètres de la maille cristalline sur les diagrammes de microdiffraction électronique réalisés sur les coupes précédentes;

— la troisième et dernière approche est beaucoup moins directe et ne peut, en fait, que corroborer l'interstratification mise en évidence par l'une des deux méthodes précédentes : elle consiste en la réalisation d'une série d'analyses ponctuelles sur une population de particules appartenant à la phase étudiée. Ces particules déposées sur une grille doivent être bien isolées les unes des autres et, dans la mesure du possible, monocristallines.

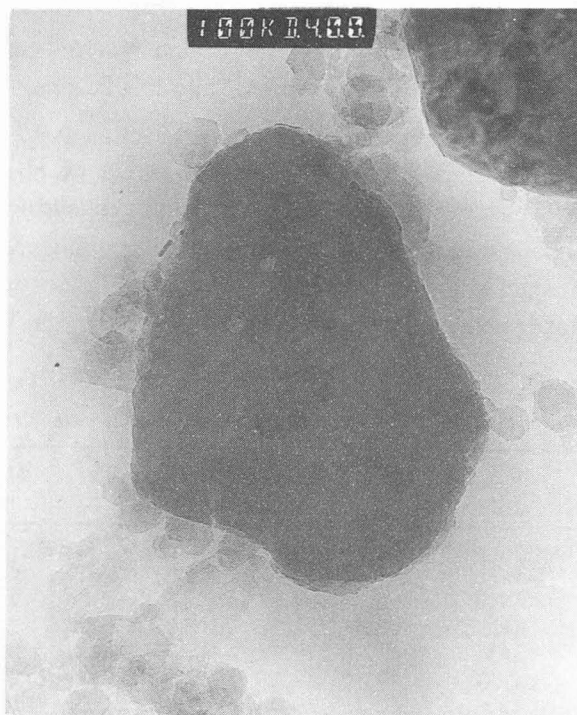
Les trois méthodes ont été appliquées sur l'un des horizons rubéfiés du profil GU01 (profondeur 80 cm) après séparation de la fraction argileuse et tentative d'isolement de la sous-fraction 0-0,2 µm par ultracentrifugation. Un microscope STEM CM12 Philips permettant les trois types de déterminations a été utilisé; les analyses ont été réalisées à l'aide d'une microsonde EDAX après calibrage sur Al et Cu, elles ont ensuite été corrigées à l'aide des analyses d'un témoin constitué par une phlogopite de Madagascar de composition bien connue.

## A - RESULTATS (Planche IX et tableau IX)

L'exploitation des images haute résolution des coupes ultraminces s'est révélée décevante : dans le cas de particules lamellaires, les mesures d'écartement des plans réticulaires sont très délicates et peu probantes (Pl.



**Photo 39 :** morphologie d'un groupe de petites particules correspondant à des interstratifiés (7-14Sm) (x 75 000)



**Photo 40 :** "grande" particule correspondant à l'analyse GU05, l'impact de la microsonde est visible (zone sombre) au centre de la particule (x 100 000).



**Photo 41 :** coupe ultramince dans une zone où les diagrammes de microdiffraction indiquent l'interstratification (7-14) (x 340 000).



**Photo 42 :** coupe dans une autre zone à indices d'interstratification (7-14); noter la présence d'une particule enroulée (halloysite?) (x 340 000).

**PLANCHE IX :** Profil GU01, horizon B 80 cm, morphologie et coupes ultraminces de quelques-unes des particules argileuses analysées (STEM, clichés G. EHRET)

IX, photo 41 et 42); des structures d'halloysite (photo 42) ont cependant été relevées à plusieurs reprises et correspondent très certainement à des particules très proches de minéraux 1/1.

Seules les mesures des paramètres de la maille sur diagrammes de microdiffraction électronique ont permis d'établir de façon certaine l'interstratification.

La séparation de la sous-fraction 0-0,2  $\mu\text{m}$  étant très imparfaite, c'est visuellement qu'ont été sélectionnées les particules pour analyses (Pl. IX, photos 39 et 40). Les corrections apportées à l'aide de l'analyse de la phlogopite de Madagascar portent essentiellement sur  $\text{SiO}_2$  (diminution) et  $\text{MgO}$  (augmentation), elles sont donc vraisemblablement bien adaptées aux minéraux qui comportent ces deux éléments de façon importante (montmorillonites magnésiennes) et moins bien aux autres (kaolinites). Le tableau IX reproduit les résultats d'analyses corrigés d'après la phlogopite ainsi qu'une indication de la taille du matériel analysé.

**Tableau IX**  
**Profil GU01 : analyses réalisées sur des particules d'argiles de l'horizon B à 80 cm**

N° d'analyse	$\text{SiO}_2$ %	$\text{Al}_2\text{O}_3$ %	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ %	$\text{TiO}_2$ %	$\text{MnO}$ %	$\text{MgO}$ %	$\text{CaO}$ %	$\text{K}_2\text{O}$ %	$\text{Na}_2\text{O}$ %	Taille et forme de la particule analysée
<i>Analyses ponctuelles (250 <math>\text{\AA}^2</math>)</i>										
GU01	59,46	37,25	2,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	petite, tabulaire
GU02	61,73	34,97	2,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00	petite, tabulaire
GU03	62,11	32,26	5,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,00	petite, tabulaire
GU04	98,86	0,74	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	grande
GU05	67,52	29,18	2,01	0,00	0,00	0,00	0,00	1,28	0,00	grande
GU06	60,40	33,94	4,01	0,00	0,00	0,00	0,00	1,64	0,00	petite, hexagonale
GU07	57,85	35,27	6,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	petite, tabulaire
GU08	66,50	30,64	2,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	petite, tabulaire
GU09	58,00	40,44	1,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	petite, baguette
GU10	64,91	32,73	2,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	grande, tabulaire
GU11	73,94	25,62	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	grande, tabulaire
GU12	60,73	38,74	0,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	grande, baguette
GU13	56,79	37,57	5,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	petite, tabulaire
GU14	41,32	36,53	10,34	1,21	0,00	7,75	2,85	0,00	0,00	grande, hexagonale
GU15	66,49	30,98	2,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	petite, enroulée
GU16	70,89	25,61	2,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	0,00	grande, tabulaire
<i>Analyses sur coupes ultra minces</i>										
GUC1	62,77	24,86	10,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,41	0,00	amas de particules
GUC2	54,22	42,03	2,62	0,00	0,00	0,00	0,00	1,13	0,00	type halloysite
GUC3	53,52	43,30	2,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,00	type halloysite

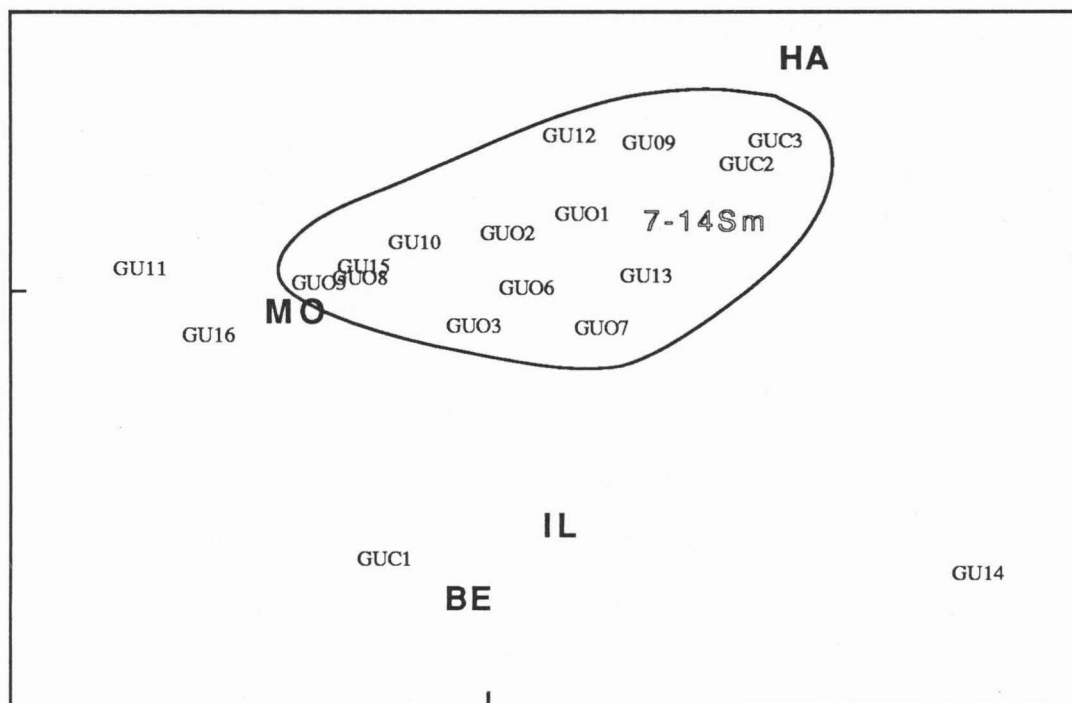
## B - INTERPRETATIONS

Les résultats de ces analyses ont été étudiés au moyen d'une ACP<sup>1</sup> centrée après élimination de la particule GU04 constituée de silice presque pure (quartz).

L'ACP permet de visualiser les différentes analyses dans les plans définis par deux axes factoriels (Fig. 35). Cette représentation n'est pas classique en minéralogie, l'habitude est plutôt d'utiliser des diagrammes

<sup>1</sup> L'ACP centrée (diagonalisation de la matrice des covariances) est une méthode aujourd'hui facile à mettre en œuvre et qui paraît relativement bien adaptée à la nature et au relativement grand nombre de données disponibles grâce à l'emploi des microsondes. (l'interprétation de nombreux résultats d'analyses à la microsonde par des calculs d'ACP a déjà été réalisée par LAHMAR (1988) pour l'étude des chlorites des sols rouges lessivés de Grande Kabylie)

## Plan factoriel 1 - 2



**Fig. 35.** Profil GU01, horizon B à 80 cm de profondeur : représentation, dans le plan formé par les deux premiers facteurs d'une ACP centrée, des analyses ponctuelles réalisées sur une population de particules argileuses. Les points HA, halloysite; MO, montmorillonite; IL, illite et BE, beidellite correspondent à des analyses de minéraux standard et sont projetés en données supplémentaires.

construits à partir de  $\text{Si-R}^{3+}\text{-R}^{2+}$  (NEWMAN et BROWN, 1987) ou à encore partir des charges (DUPLAY, 1984). Ces représentations traditionnelles nécessitent de connaître l'état d'oxydation du fer ou de faire une hypothèse à son sujet. L'ACP permet de travailler sur les données brutes (qui comportent aussi une hypothèse sur l'état d'oxydation du fer). La lecture et l'interprétation des représentations d'une ACP peuvent être grandement facilitées par la projection, sur les différents plans utilisés, d'analyses de minéraux "standard" connus (introduction de lignes supplémentaires de poids nul n'intervenant pas dans le calcul de l'ACP). Dans le cas présenté ici ont été projetées les analyses de la montmorillonite de Montmorillon notée MO (DAMOUR, 1847, *in* CAILLERE *et al.*, 1982), de la beidellite de Beidell notée BE (LARSEN et WHERRY, 1917; *in* DEER *et al.*, 1962), de l'halloysite d'Angleur notée HA (LE CHATELIER; *in* CAILLERE *et al.*, 1982) et de l'illite de Fithian notée IL (GRIM *et al.*, 1937; *in* DEER *et al.*, 1962), les résultats étant préalablement transformés pour être semblables à ceux des analyses à la microsonde (sans eau et Fe exprimé sous forme  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

La structure de la population étudiée est très simple (ce qui n'est pas étonnant vue la simplicité du tableau de données). Les trois premiers facteurs de l'ACP représentent successivement 77,8 %, 19,5 % et 2,3 % de l'inertie du nuage. En valeur cumulée, les deux premiers facteurs rendent compte de 97,3 % de l'inertie, la projection de la population dans le plan formé par les facteurs 1 et 2 sera donc seule présentée. Le point GUC1 correspond à une analyse globale, sur coupe, d'une zone de plusieurs particules; il est proche du pôle beidellite. Les autres analyses concernent des particules apparemment monocristallines. La particule 14, située à l'écart du reste de la population, représente vraisemblablement un fragment de silicate primaire. Deux autres particules

(analyses 11 et 16) ont une composition très proche de celle d'une montmorillonite, pôle MO, mais le calcul des formules structurales pour ces particules (dont les résultats d'analyse sont pourtant corrigés par rapport à la phlogopite de Madagascar) fait apparaître un excédent de silice. La répartition des cations entre couche tétraédrique et couche octaédrique par demi-maille est la suivante :

$\text{Si}_4 (\text{Al}_{1,71} \text{Fe}_{0,02})$  pour la particule 14 qui comporte 0,20  $\text{SiO}_2$  excédentaire

$\text{Si}_4 (\text{Al}_{1,74} \text{Fe}_{0,12})$  pour la particule 19 qui comporte 0,09  $\text{SiO}_2$  excédentaire

Toutes les autres particules (14 en tout) forment un nuage situé en position intermédiaire entre les pôles montmorillonite MO et halloysite HA; deux particules d'halloysites (analyses GUC2 et GUC3) identifiées en coupe et analysées sur coupe se retrouvent effectivement proches du pôle HA, mais elles ne sont pas confondues avec et, ici encore, on note un excédent de silice<sup>1</sup>. Il apparaît justifié de considérer cet ensemble de 14 particules comme des interstratifiés (7-14Sm), étant donné que l'interstratification a été établie par des mesures sur les diagrammes de microdiffraction. On observe un axe continu entre la montmorillonite et l'halloysite, axe jalonné par la série des analyses : GUO5 (3,9), GUO8 (3,7), GU15 (3,6), GU10 (3,4), GUO2 (3,0), GUO1 (2,7), GU12 (2,7), GUO9 (2,4), GUC2 (2,2) et GUC3 (2,1) (entre parenthèses, pour chaque analyse, est indiquée la valeur du rapport Ki). Les autres analyses s'écartent de cet axe en raison d'une plus forte teneur en fer accompagnée d'une diminution du rapport Ki (remplacement de Si par Al en couche tétraédrique ?); elles représenteraient alors des minéraux interstratifiés (7-14Sm) dérivant de smectites du type beidellite ferrique, mais les termes proches de la beidellite manquent.

## C - CONCLUSIONS

L'interstratification (7-14Sm) est donc établie; elle est illustrée par une large gamme de particules de composition intermédiaire entre les deux pôles de la série. Ces particules correspondent bien aux particules de petites dimensions constituant le "fond" des clichés MET réalisés sur préparation d'argile des horizons rubéfiés, mais aussi à certaines particules un peu plus grandes. Les termes de la série les plus proches de la structure 1/1 présentent une morphologie d'halloysite. Ceci n'explique pas le comportement de ces particules au traitement hydrazine.

## IV — OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES AU MEB ET ANALYSES A LA MICROSONDE SUR LAMES MINCES

Les observations et analyses<sup>2</sup> (PL. IX et X) ont été réalisées avec deux objectifs principaux :

- observer les formes de détail de l'encroûtement et les rapports encroûtement-silicates,
- préciser les modalités de l'altération des différents minéraux.

<sup>1</sup> Le problème de l'excédent de silice, ou de la surestimation de cet élément par rapport à l'aluminium, est couramment rencontré lors de l'analyse de petites particules au STEM et difficile à résoudre type de particule par type de particule. Le problème de correction des analyses reste donc en partie non résolu et empêche toute estimation précise du taux d'interstratification; taux qui présente, de toute évidence, une grande variabilité dans la population analysée.

<sup>2</sup> Deux séries d'observations et d'analyses à la microsonde ont été réalisées, la première série a porté sur un nombre restreint d'échantillons et a servi d'entraînement pour préparer la seconde série : choix des thèmes abordés et des sites d'étude. Ce sont les résultats de cette seconde série qui sont seuls présentés ici.



Tableau X

Profil GU01 : résultats des analyses à la microsonde sur lames minces des différents horizons

N°	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Nature du site analysé
d'analyse	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
Gneiss sain										
1	38,20	18,40	21,20	3,49	0,00	8,76	0,07	8,23	1,63	Biotite
2	37,20	18,20	22,20	3,24	0,00	9,06	0,07	8,34	1,64	Biotite
3	59,69	22,58	0,12	0,00	0,08	0,60	3,01	0,28	13,66	Plagioclase
4	60,28	22,78	0,00	0,01	0,08	0,00	3,16	0,15	13,54	Plagioclase
5	65,45	19,84	0,00	0,16	0,12	0,29	0,00	13,11	1,02	Microcline
6	65,03	19,80	0,00	0,45	0,00	0,41	0,05	12,97	1,29	Microcline
7	38,00	18,00	21,80	3,39	0,36	8,52	0,10	8,21	1,61	Biotite
8	38,60	18,00	21,30	3,16	0,00	9,07	0,21	7,73	1,85	Biotite
Arène à 450 cm										
9	59,38	22,73	0,40	0,00	0,09	0,68	3,12	0,16	13,44	Plagioclase
10	64,81	19,78	0,25	0,37	0,00	0,33	0,14	12,81	1,50	Microcline
11	41,30	16,30	21,20	3,13	0,59	8,37	0,30	6,79	2,08	Biotite, zone massive
12	42,40	16,10	20,80	3,29	0,43	7,85	0,63	6,38	1,55	Biotite, zone massive
13	59,76	22,60	0,12	0,00	0,03	0,70	3,04	0,19	13,57	Plagioclase
14	60,03	22,82	0,19	0,04	0,01	0,65	3,16	0,17	12,93	Plagioclase
15	59,61	22,39	0,26	0,20	0,00	0,72	2,89	0,30	13,64	Plagioclase
16	41,60	16,60	20,90	3,34	0,09	8,10	0,72	7,41	1,28	Biotite, zone massive
17	44,20	17,90	18,10	2,83	0,14	8,07	0,64	6,29	1,93	Biotite, zone fissurée
18	45,20	16,80	19,30	2,83	0,22	7,42	0,75	6,21	1,32	Biotite, zone fissurée
19	45,00	17,80	13,90	1,41	0,56	7,53	2,79	5,33	5,73	Biotite, zone altérée
20	44,20	17,90	14,90	2,20	0,62	7,85	3,53	5,17	3,62	Biotite, zone altérée
21	53,90	14,50	15,80	2,46	0,00	5,07	4,79	2,53	1,03	Biotite, zone altérée
22	55,50	19,00	4,99	2,51	0,28	2,88	6,15	0,99	7,73	Biotite, zone altérée
Zone de déstabilisation de l'arène à 190 cm										
23	40,90	18,60	21,00	2,67	0,09	8,40	0,39	5,95	1,99	Biotite, zone massive
24	41,10	17,10	21,80	2,90	0,44	8,11	0,44	6,00	2,12	Biotite, zone massive
25	42,90	20,90	20,00	3,03	0,02	4,83	0,54	6,32	1,56	Biotite, zone fissurée
26	51,90	29,20	6,84	0,06	0,27	2,19	0,62	8,38	0,48	Biotite, zone séricitisée
27	60,03	22,67	0,12	0,00	0,02	0,00	3,07	0,00	14,09	Plagioclase myrmékitisé
28	65,41	19,55	0,00	0,15	0,01	0,29	0,13	13,04	1,42	Microcline
29	53,40	17,40	14,10	3,30	0,07	2,00	6,20	2,89	0,65	Revêtement
30	58,20	12,10	5,26	0,60	0,65	3,27	12,20	5,31	2,43	Revêtement
31	75,10	13,10	4,46	0,56	0,00	0,69	2,90	0,25	2,94	Revêtement
Zone de déstabilisation de l'arène à 175 cm, lithorelique de gneiss gris										
32	42,30	18,10	21,40	3,52	0,12	7,15	0,39	5,89	1,22	Biotite, zone massive
33	62,70	23,70	7,02	0,85	0,06	3,18	1,29	0,72	0,49	Plagio., plasma interne
34	59,00	25,30	7,82	0,78	0,00	3,50	1,37	0,98	1,22	Plagio., plasma interne
35	59,15	23,06	0,18	0,04	0,11	0,15	3,91	0,27	13,13	Plagioclase
36	61,60	24,60	6,40	0,28	0,19	3,18	1,82	0,67	1,31	Plagio., plasma interne
Zone de déstabilisation de l'arène à 175 cm, lithorelique de gneiss à amphibole										
37	47,24	9,05	15,46	1,18	0,37	12,35	10,72	0,80	2,84	Amphibole
38	56,10	11,60	24,10	0,88	0,18	2,44	2,79	0,30	1,58	Amph., plasma interne
39	56,20	12,60	22,00	1,12	0,16	2,87	3,26	0,28	1,45	Amph., plasma interne
40	48,00	9,56	14,24	1,15	0,32	12,69	10,58	0,77	2,69	Amphibole
41	59,10	13,20	21,00	0,58	0,37	2,55	2,06	0,12	1,01	Amph., plasma interne
42	48,47	9,08	15,16	0,69	0,49	11,89	10,50	0,91	2,81	Amphibole
43	58,90	13,70	19,70	0,64	0,28	3,04	2,37	0,14	1,27	Amph., plasma interne

Tableau X (suite)

N° d'analyse	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	Nature du site analysé
<i>Zone de déstabilisation de l'arène à 175 cm, fond matriciel</i>										
44	74,75	15,17	5,35	0,45	0,00	1,56	0,97	0,85	0,90	Plasma rouge nodule
45	73,59	16,23	6,00	0,25	0,14	1,11	1,04	1,22	0,40	Plasma rouge paroi canal
46	63,10	23,50	1,62	0,35	0,05	0,75	4,03	3,35	3,23	Plasma canal biologique
<i>Zone de déstabilisation de l'arène à 175 cm, minéraux de l'encroûtement</i>										
47	45,90	16,80	20,20	2,57	0,19	6,86	0,84	6,06	0,62	Biotite, zone fissurée
48	45,00	18,60	18,10	2,75	0,27	7,47	1,07	5,72	0,96	Biotite, zone fissurée
49	41,10	16,80	21,40	3,44	0,18	7,70	0,65	6,91	1,87	Biotite, zone massive
50	42,80	17,50	18,50	2,73	0,55	7,68	0,65	6,99	2,67	Biotite, zone fissurée
<i>Zone de déstabilisation de l'arène à 185 cm, minéraux de l'encroûtement</i>										
51	41,50	18,10	20,00	3,15	0,32	8,35	0,36	6,34	1,87	Biotite, zone fissurée
52	40,50	17,10	21,70	3,10	0,07	8,97	0,54	6,42	1,63	Biotite, zone massive
53	55,70	23,90	10,50	0,79	0,15	3,48	2,63	2,01	0,82	Revêtement
<i>Nappe de gravats à 120 cm, lithoreliques</i>										
55	58,43	24,04	0,00	0,20	0,12	0,79	4,24	0,13	12,06	Plagioclase
56	61,40	34,40	0,76	0,08	0,19	0,36	1,12	0,09	1,57	Plagio., plasma interne
57	59,30	34,10	0,49	0,14	0,01	1,02	1,69	0,32	2,94	Plagio., plasma interne
58	59,70	32,75	0,99	0,00	0,00	0,82	1,98	0,23	3,49	Plagio., plasma interne
59	50,20	21,81	0,76	0,17	0,00	1,03	17,02	0,40	8,61	Plagioclase
60	57,90	34,83	3,50	0,36	0,00	1,46	1,45	0,05	0,00	Plagio., plasma interne
61	57,90	25,40	9,33	0,77	0,00	3,13	2,05	1,13	0,30	Revêtement
62	58,27	23,86	0,19	0,11	0,00	0,81	4,25	0,29	12,23	Plagioclase
<i>Sol rouge à 45 cm</i>										
63	10,13	4,26	77,97	0,14	1,20	1,10	0,20	0,05	4,95	Plagio., ferrane
64	49,40	33,40	13,90	0,26	0,23	0,63	0,52	0,69	0,93	Plagio., plasma interne
65	51,63	34,09	7,09	0,22	0,00	1,45	0,31	4,79	0,42	Plagio., plasma interne
66	55,70	30,10	8,08	0,98	0,25	1,45	0,11	1,22	2,17	Plasma général
67	55,10	29,70	10,10	0,72	0,11	1,43	0,20	0,92	1,73	Plasma général
68	48,87	10,52	11,83	0,65	0,16	15,29	9,11	0,43	3,14	Amphibole
69	55,10	31,30	6,84	0,62	0,01	1,64	0,67	1,42	2,43	Plagio., plasma interne
70	52,90	34,90	7,29	0,23	0,13	1,44	0,46	0,95	1,67	Plagio., plasma interne
71	71,10	10,20	7,75	0,58	0,36	5,02	3,13	0,46	1,47	Plasma général
72	45,72	11,22	16,69	0,70	0,19	10,63	10,58	0,82	3,44	Amphibole
73	62,20	21,20	2,97	0,10	0,00	0,55	2,26	0,79	9,88	Plasma général
<i>Remontées biologiques en surface</i>										
74	50,70	14,70	13,80	1,40	0,25	16,10	1,42	0,93	0,70	Biotite, zone massive
75	24,95	5,98	60,74	0,27	0,32	4,05	1,43	0,31	1,94	Biotite, zone altérée
76	39,20	12,00	30,90	1,00	0,34	13,40	1,76	0,64	0,79	Biotite, zone altérée
77	49,90	14,20	13,70	1,59	0,19	16,00	1,74	2,30	0,40	Biotite, zone massive
78	45,70	16,40	11,10	0,76	0,40	18,50	0,99	5,18	1,02	Biotite, zone massive
79	42,20	17,40	17,90	0,25	0,37	14,30	0,57	6,00	1,01	Biotite, zone massive
80	43,10	17,10	17,60	0,69	0,19	14,40	0,44	5,97	0,64	Biotite, zone massive
81	41,00	16,20	22,20	3,25	0,54	8,11	0,28	6,78	1,58	Biotite, zone massive
82	42,50	16,60	21,00	3,00	0,54	7,42	0,31	6,96	1,66	Biotite, zone fissurée
83	64,75	20,01	0,00	0,27	0,00	0,45	0,05	13,08	1,40	Microcline
84	53,25	6,37	8,68	0,04	0,29	18,17	10,66	0,36	2,18	Amphibole
85	61,30	13,40	18,30	0,44	0,00	3,56	2,14	0,29	0,52	Amph., plasma interne



Huit lames minces ainsi que deux "agrégats" provenant du profil GU01 ont été examinés. De nombreuses analyses ont été réalisées à la microsonde sur les lames minces; les résultats de ces analyses sont regroupés dans le tableau X avec indication de la nature des sites analysés. Ces résultats n'ont pas été corrigés à l'aide d'analyses de minéraux connus. Pour les minéraux "sains" analysés, ils sont cependant en conformité avec les valeurs théoriques sauf en ce qui concerne les estimations du sodium qui sont fortement surévaluées dans les plagioclases. Les principales observations sont illustrées par des photos (PL. IX et X).

## **A - FORMES DE DETAIL DE L'ENCROUTEMENT ET RAPPORTS ENCROUTEMENT-SILICATES** (PLANCHE X, page suivante)

La recherche de formes caractéristiques de dissolution (HALITIM *et al.*, 1983) sur les quartz des agrégats de l'encroûtement n'a pas été couronnée de succès. Les observations sur lames minces ont le plus souvent révélé des contacts étroits, mais linéaires, entre quartz et calcite (Pl. X, photo 43); au niveau des golfes de dissolution des feldspaths, les cristaux de calcite semblent aussi se développer le plus souvent dans la porosité existante (Pl. X, photo 47), sans figure de dissolution manifeste; en revanche, ils exercent fréquemment un effet de "coin" entre les lamelles de biotites (Pl. X, photo 44). Ces observations sont bien en accord avec celles réalisées en microscopie optique qui avaient montré la relative rareté des phénomènes de dissolution et l'importance des déplacements au niveau de l'encroûtement.

Les observations sur agrégats ont de plus permis de déceler d'abondantes formes biologiques associées au pseudomycélium calcaire : tubes flexueux (Pl. X, photos 45 et 46) et nombreuses particules en aiguilles dont l'intérieur est creux (Pl. X, photo 48).

## **B - ETUDE DE L'ALTERATION DES BIOTITES** (PLANCHE XI, page 103)

### **1.- Les différents faciès d'altération**

Les différents faciès d'altération des biotites rencontrés au cours de ces observations sont résumés ci-dessous et illustrés par une série de photos (Pl. XI) :

— les biotites de la roche "saine" apparaissent compactes même en section perpendiculaire aux feuillets (Pl. XI, photo 49) où l'on note de nombreux arrachements dus à la préparation de la lame.

— dès l'arène profonde (450 cm, Pl. XI, photo 50) les biotites apparaissent éclatées selon les clivages et l'on peut distinguer des zones massives apparemment non perturbées et des zones fissurées, la bordure des fissures présente un aspect de grand désordre avec des feuillets décollés et transformés. Ceci est encore plus net quand on observe un agrégat d'arène (Pl. XI, photos 51 et 52), de nombreuses particules à aspect très désordonné bordent les feuillets de biotite; cette morphologie est très semblable à celle décrite par KOUNETSRON *et al.* (1977) et doit ici aussi correspondre à la transformation biotite  $\Rightarrow$  smectite.

— plus haut dans la coupe, les biotites apparaissent moins fragmentées que dans l'arène profonde; on note cependant de nombreux phénomènes de ségrégation : îlots d'oxyde de fer entourés de zones de silice pure. Ces ségrégations remplacent une partie de la biotite et de nombreuses zones compactes subsistent, les analyses effectuées au niveau de ces ségrégations n'ont pas été recueillies car leur interprétation était immédiate. On observe aussi à ce niveau de la coupe quelques très rares exemples de séricitisation (non illustrés).

— à 175 cm, c'est-à-dire à la base de la nappe de gravats, les ségrégations deviennent nombreuses et de taille importante (Pl. XI, photo 53) et les biotites très fissurées, les fissures sont très souvent envahies par des cristaux de calcite (photo 44 de la planche X).

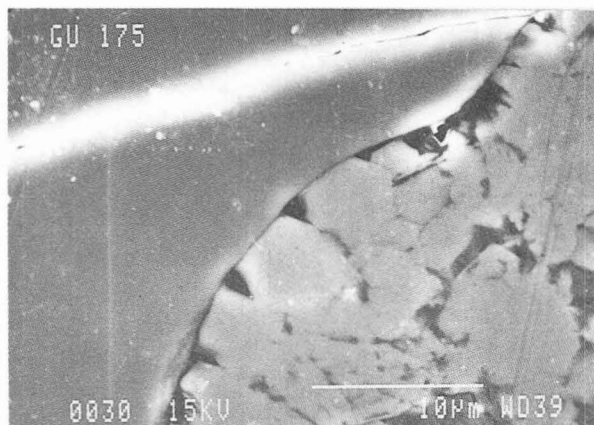


Photo 43 : nappe de gravats à 175 cm, contact net entre quartz (en haut du cliché) et calcite (en bas).

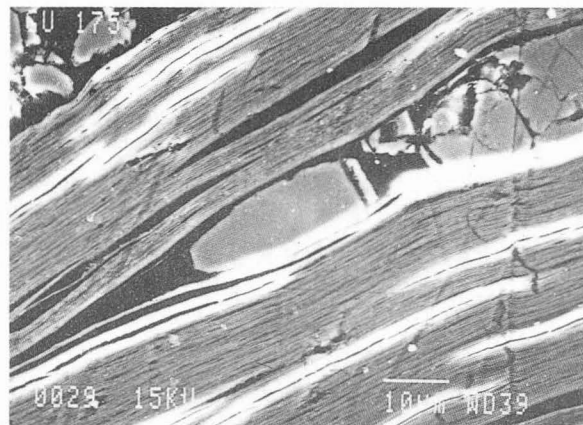


Photo 44 : nappe de gravats à 175 cm, coin de calcite entre les feuillets d'une biotite.

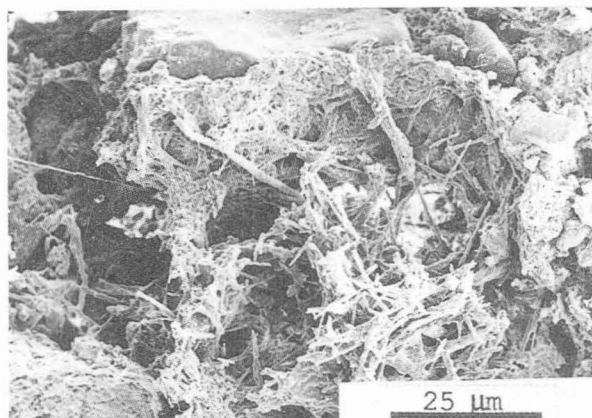


Photo 45 : encroûtement à 120 cm, aspect général d'une zone à pseudomycélium

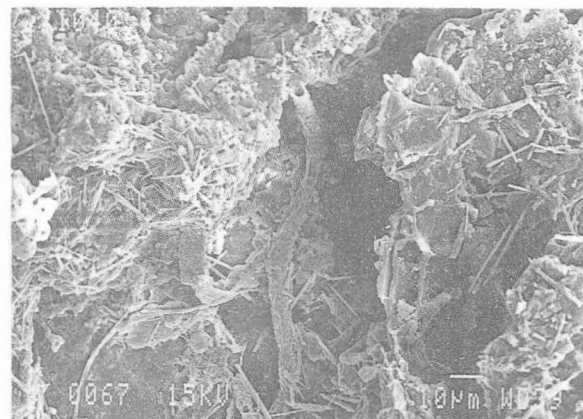


Photo 46 : encroûtement à 120 cm, détail d'un tube biologique.

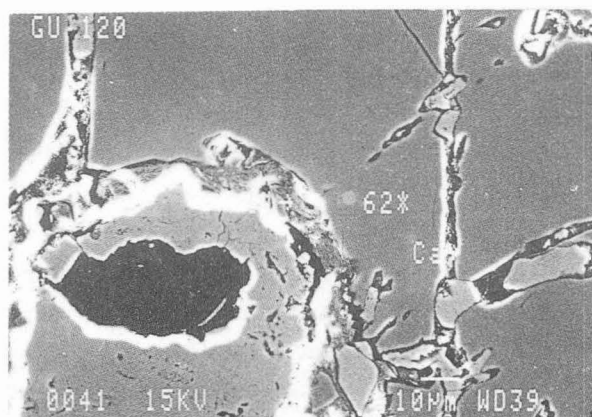
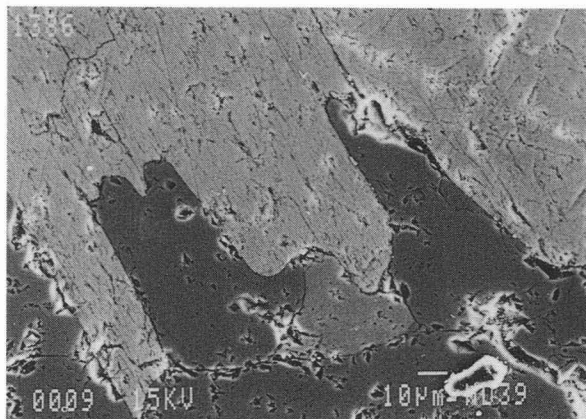


Photo 47 : encroûtement à 120 cm, colonisation de la porosité d'un feldspath par la calcite.

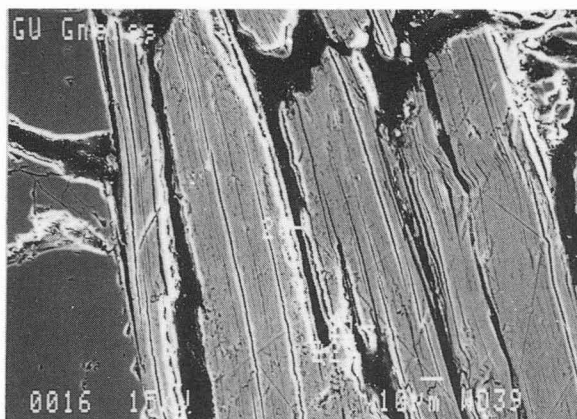


Photo 48 : encroûtement à 120 cm, détail des aiguilles creuses de calcite.

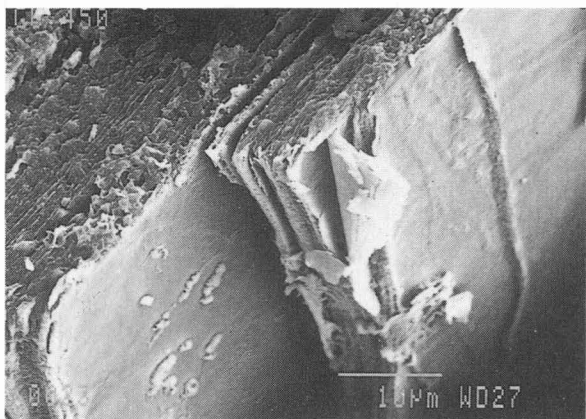
**PLANCHE X : Profil GU01, aspects de l'encroûtement et relations encroûtement /silicates** (MEB, clichés Ph. KARCHER)



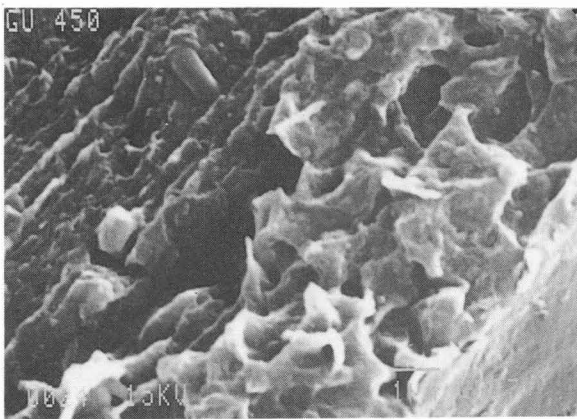
**Photo 49 :** gneiss sain, aspect des biotites (partie supérieure du cliché).



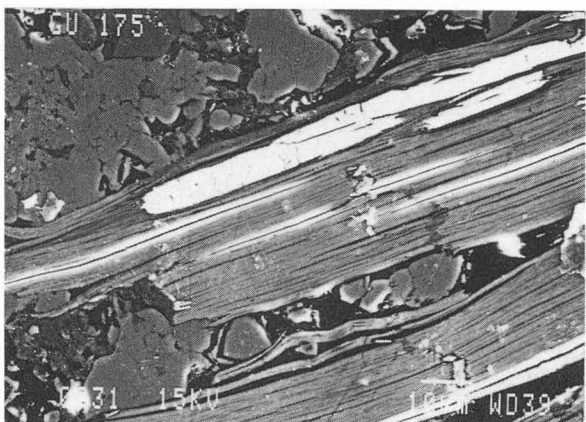
**Photo 50 :** arène à 450 cm : biotites fissurées selon les clivages, noter l'aspect très perturbé des bordures des fissures.



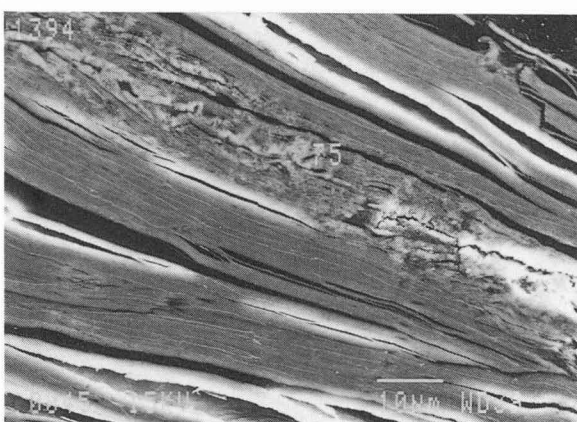
**Photo 51 :** agrégat d'arène à 450 cm, vue générale d'une biotite.



**Photo 52 :** arène à 450 cm, détail de la zone argileuse sur la bordure des feuillets de la biotite précédente.



**Photo 53 :** nappe de gravats à 175 cm, ségrégations ferrugineuses (blanches) dans les biotites.



**Photo 54 :** remontées de termites, zone finement plissée (très riche en fer) à l'intérieur d'une biotite.

**PLANCHE XI :** Profil GU01, morphologie de l'altération des biotites à différents niveaux de la coupe (MEB, clichés Ph. KARCHER)

— on ne retrouve ensuite les biotites que dans les remontées biologiques à la surface du sol; elles présentent alors un aspect très altéré avec d'importantes plages ayant une morphologie particulière, finement plissée (Pl. XI, photo 54); ces plages sont très riches en fer (analyses 75 et 76)

## 2.- Caractérisation de cette évolution à l'aide des microanalyses

Les différentes analyses de biotites ont tout d'abord été isolées du tableau général et traitées au moyen d'une ACP centrée après élimination de l'analyse (75) correspondant à une zone excessivement riche en fer et d'une autre (26) localisée sur une plage de séricite. Les trois premiers facteurs de l'ACP représentent successivement 60,6 %, 23,1 % et 11,2 % de l'inertie du nuage. En valeur cumulée, les trois premiers facteurs rendent compte de 94,9 % de l'inertie. L'analyse de la beidellite de Beidell a été traitée en donnée supplémentaire (BE) pour aider à l'interprétation.

### INTERPRETATIONS

Dans le plan formé par les facteurs 1 et 2 (Fig. 36), on identifie bien deux familles de biotites dans la population analysée (elles ont été séparées par des courbes) :

— l'une, située à la partie inférieure de la figure, correspond à des biotites présentes exclusivement dans les remontées biologiques, et interprétées comme provenant des passages riches en amphiboles (plus généralement en ferro-magnésiens) de la roche mère;

— l'autre, située à la partie supérieure de la figure, correspond aux biotites beaucoup moins riches en magnésium du gneiss leucocrate et à leurs produits d'altération. On retrouve bien sûr aussi ces biotites dans les remontées biologiques (analyses 81 et 82).

Si l'on examine maintenant uniquement les analyses concernant les biotites de la seconde famille, on constate qu'elles s'organisent selon un axe plus ou moins linéaire qui permet d'identifier une voie d'évolution et des groupes correspondant à des stades d'évolution. Sur cette représentation, on peut isoler trois groupes (visualisés sur la figure) :

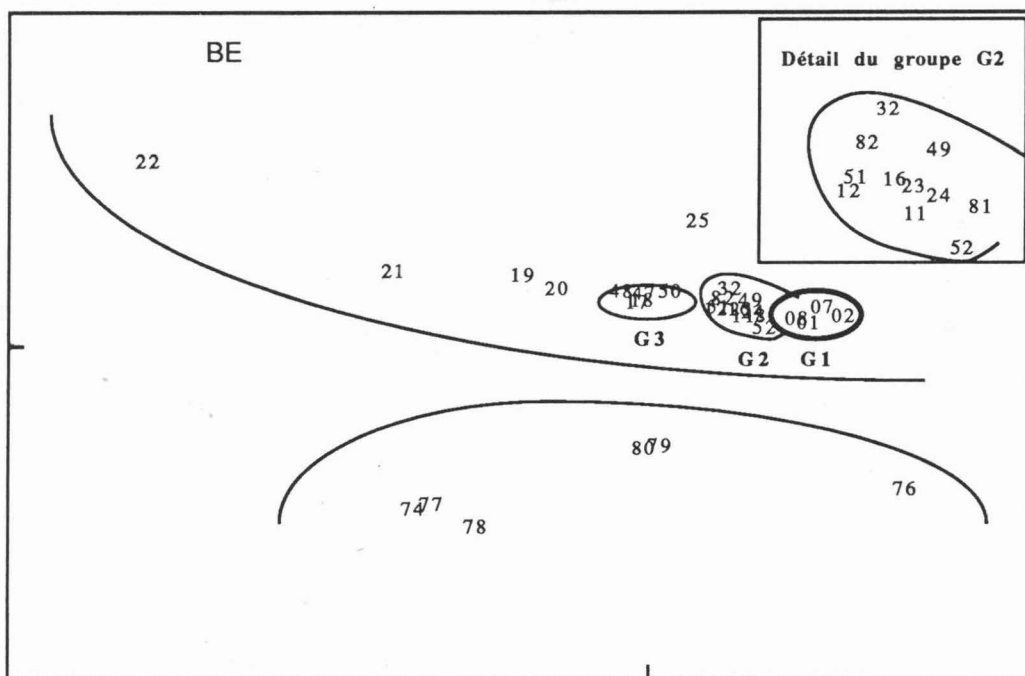
- groupe G1 : analyses 01, 02, 07, 08;
- groupe G2 : analyses 11, 12, 16, 23, 24, 32, 49, 51, 52, 81, 82;
- groupe G3 : analyses 17, 18, 47, 48, 50.

Les groupes G1, G2 et G3 ainsi définis correspondent respectivement aux biotites de la roche saine, aux plages "zone massive" des biotites altérées et aux plages "zone fissurée" des biotites altérées (TABL. X). Il n'existe qu'une seule exception à ce classement, l'analyse 51 qui correspond à une "zone fissurée" et se retrouve dans le groupe G2.

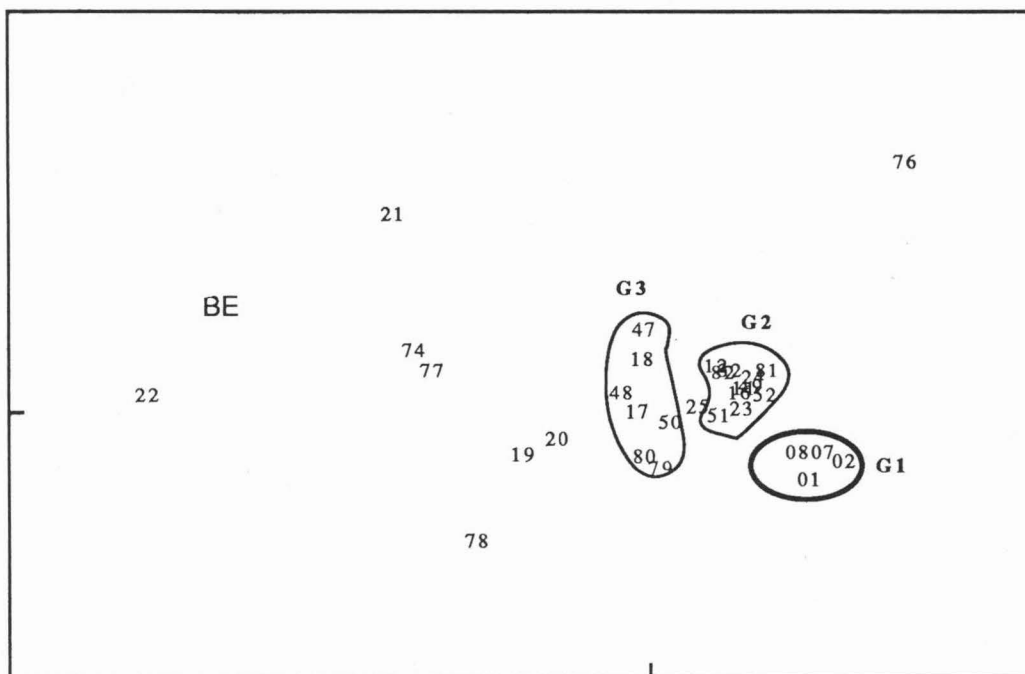
Il est maintenant possible de compléter cette interprétation en calculant les moyennes et les écart-types de chaque groupe (tableau XI).

Les autres analyses — 19, 20, 21, 22, et 25 — correspondent à des points plus ou moins isolés, l'analyse 22 est proche de la beidellite BE.

Plan factoriel 1 - 2



Plan factoriel 1 - 3



**Fig. 36.** Profil GU01, les différents stades d'altération des biotites dans le profil d'après l'interprétation de l'ACP centrée réalisée sur les données microanalytiques (les groupes sont délimités ici dans les plans formés respectivement par les facteurs 1 et 2 en haut de la figure, et par les facteurs 1 et 3 en bas).

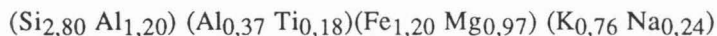


Tableau XI

Profil GU01 : caractéristiques analytiques (moyenne et écart type) de chaque groupe défini par l'ACP et correspondant à un stade d'altération des biotites

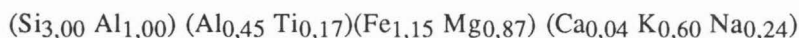
	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %
<i>Groupe G1 : biotites de la roche "saine"</i>									
Moyenne	38,00	18,15	21,63	3,32	0,09	8,85	0,11	8,13	1,68
Ecart-type	0,59	0,19	0,46	0,15	0,18	0,26	0,07	0,27	0,11
<i>Groupe G2 : zones massives des biotites altérées</i>									
Moyenne	41,47	17,05	21,22	3,16	0,31	8,05	0,46	6,53	1,71
Ecart-type	0,66	0,85	0,59	0,25	0,21	0,50	0,15	0,48	0,30
<i>Groupe G3 : zones fissurées des biotites altérées</i>									
Moyenne	43,26	17,48	19,46	2,89	0,22	7,76	0,59	6,76	1,63
Ecart-type	1,18	0,77	0,90	0,11	0,16	0,44	0,18	0,47	0,81

D'après les valeurs moyennes obtenues, la répartition des atomes dans la demi-maille de la biotite du gneiss gris leucocrate est la suivante<sup>1</sup> :



Ces calculs permettent aussi de préciser les deux premières étapes ou stades d'évolution des biotites :

— le premier stade d'évolution consiste principalement en un enrichissement en silice accompagné d'un changement dans la répartition de l'aluminium entre tétraèdres et octaèdres; ceci entraîne une diminution du déficit de charge tétraédrique et la perte d'environ 20 % du potassium. Ces modifications marquent le passage des biotites de la roche saine aux zones massives des biotites altérées, qui s'effectue, il faut le rappeler, sans changement morphologique apparent; la répartition des atomes pour la demi-maille devient alors<sup>1</sup> :



— le second stade est caractérisé par un départ modéré de fer alors que se poursuivent l'enrichissement en silice et la migration de l'aluminium en position octaédrique; le potassium reste stable. Ce second stade d'évolution permet de passer de la composition chimique d'une zone massive à celle d'une zone fissurée de la même biotite avec la répartition suivante des atomes par demi-maille<sup>1</sup> :



Les stades ultérieurs de l'évolution des biotites sont plus difficiles à préciser; la suite des analyses 19, 20, 21, 22 (TABL. X et Fig. 36) semble indiquer que l'on aboutit ensuite à des smectites de type beidellite (ou nontronite). Les essais de calcul d'une formule, pour la demi-maille de ces minéraux, ont révélé une très

<sup>1</sup> Les calculs ont été réalisés en considérant que tout le fer était sous forme Fe<sup>++</sup> et tout le magnésium en position octaédrique; ce sont bien sûr des hypothèses qui sont simplificatrices et correspondent certainement de plus en plus mal à la réalité (état du fer) quand l'altération progresse (HERBILLON et MAKUMBI, 1973). Elles conduisent à maximiser le rôle joué par l'enrichissement en silice et à tenir pour nul celui de l'oxydation du fer. Compte tenu de ces hypothèses et de l'erreur vraisemblablement importante commise sur le dosage de certains éléments (Ca et Mg notamment), les formules ne sont proposées qu'à titre indicatif et comparatif, plus pour illustrer l'évolution que pour donner une estimation quantitative précise de la biotite à chaque stade.

importante substitution tétraédrique de Si par Al (caractère résiduel des micas); il s'agit donc assez vraisemblablement des minéraux interstratifiés (10-14Sm) identifiés sur les diagrammes de DRX.

### 3- Commentaires

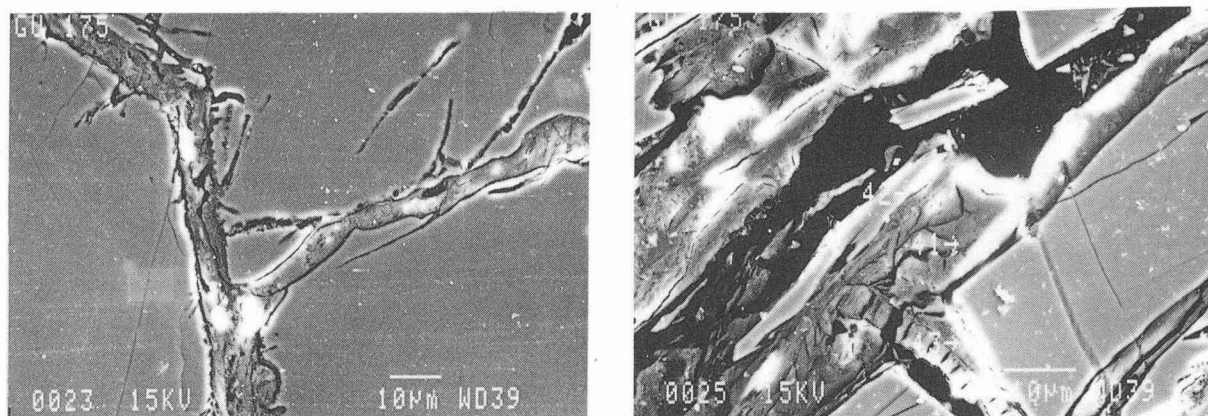
L'enrichissement en silice caractérise les premiers stades d'évolution des biotites. On retrouve là réalisée l'une des conditions pour que les biotites se transforment directement en smectite (ROBERT, 1971; KOUNETSRON *et al.*, 1977; DEJOU *et al.*, 1977) et l'on est en mesure de préciser que, dans le cas étudié ici, l'enrichissement en silice précède le départ du fer.

## C - ETUDE DE L'ALTERATION D'AUTRES MINERAUX DE LA COUPE

### 1.- Exploitation des analyses à la microsonde

Les autres minéraux pour lesquels quelques observations au MEB et analyses à la microsonde ont été réalisées sont les plagioclases et les amphiboles. Ces minéraux présentent des formes d'altération très différentes des biotites et l'on observe :

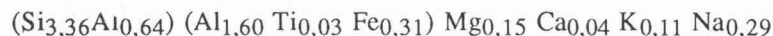
- pour les plagioclases, de nombreux golfes de corrosion en réseau ramifié qui envahissent l'ensemble du minéral (Fig. 37A);
- pour les amphiboles, quelques golfes de corrosion aussi mais, surtout, des zones où l'amphibole semble se débiter et se dissoudre selon ses clivages (Fig. 37B).



**Fig. 37.** Profil GU01, nappe de gravats à 175 cm : A - golfes d'altération d'un plagioclase. B - altération déjà avancée d'une amphibole (l'argile néoformée est parcourue par un réseau de fines fissures).

Dans les deux cas, la porosité ainsi créée est remplie de plasma d'altération et les différentes microanalyses réalisées sur ces plasmas d'altération permettent assez facilement de reconstituer les formules structurales des argiles constituant ces plasmas. On a ainsi :

- une beidellite dans les golfes d'altération d'un plagioclase à 45 cm (analyse 43, tableau X) :

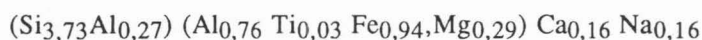


Les analyses réalisées sur les plasmas d'altération interne d'autres plagioclases du même niveau, ou d'un niveau plus profond (175 cm), donnent des résultats très peu différents et toujours une composition de



beidellite pour laquelle il existe une incertitude sur la place à attribuer à Mg (qui est vraisemblablement en partie octaédrique). Pour arriver à cette composition à partir de l'altération du plagioclase, il faut évidemment qu'intervienne un apport de fer extérieur.

— une composition se rapprochant de la nontronite dans les sites d'altération d'une amphibole à 175 cm (analyse 69, tableau X) :



Cette composition est certainement due à un mélange, car les nontronites présentent habituellement plus de 1  $\text{Fe}^{3+}$  par demi-maille (CAILLERE *et al.*, 1982). La composition des plasmas d'altération interne d'amphiboles est à peu près constante pour les différentes analyses réalisées et, une fois encore, se pose le problème de l'affectation du magnésium (placé arbitrairement ici en position octaédrique).

## 2.- Commentaires

Les minéraux néoformés dans les sites d'altération internes des plagioclases et des amphiboles sont des smectites. On constate, pour ces deux exemples, que la nature précise de ces smectites est strictement dépendante des minéraux primaires bien que des apports de fer extérieurs interviennent (ceci est en parfaite conformité avec les observations expérimentales de HENIN et PEDRO, 1979).

# V — ORIGINALITE DU PROFIL ARGILEUX DE LA COUPE DU Puits GU01

L'étude détaillée de la fraction argileuse des différents niveaux de la coupe du puits GU01 a permis de mettre en évidence un profil argileux original dans lequel :

— des interstratifiés gonflants (10-14Sm), ou de véritables smectites, dominent les arènes des gneiss ou des amphibolites;

— d'autres interstratifiés, (7-14Sm) cette fois, constituent une part importante de la fraction argileuse des horizons rubéfiés à côté de l'illite et des interstratifiés gonflants.

Ce profil minéralogique est original à plusieurs titres :

— en Inde, les études réalisées jusqu'à ce jour n'avaient jamais abouti à de telles conclusions;

— d'une façon plus générale, les minéraux interstratifiés (7-14Sm) ont été identifiés assez rarement et, la plupart du temps, associés à une pédogenèse sur roche mère volcanique basique.

## A — LE PROFIL ARGILEUX DU Puits GU01 PAR RAPPORT AUX RESULTATS PUBLIES SUR LA MINERALOGIE DES « SOLS ROUGES » EN INDE

Les études publiées sur la minéralogie des « sols rouges » en Inde sont relativement rares; elles ont été résumées par GHOSH et RAYCHAUDHURI (1974) et, plus récemment, par GHOSH et KAPOOR (1982). Dès les premières déterminations de NAGELSCHMIDT *et al.* (1940, cités par GHOSH et RAYCHAUDHURI, 1974) on a opposé les kaolinites des « sols rouges » aux smectites des « sols noirs »; la plupart des déterminations qui ont suivi ont confirmé cette dichotomie et ont permis de préciser les autres minéraux présents dans la fraction argileuse des « sols rouges ». Ainsi :

— DAS et DAS (1966) indiquent de l'illite dominante à côté de kaolinite très abondante, de smectite et d'un peu de chlorite dans l'horizon superficiel d'un « sol rouge » du plateau de Mysore;

— MURALI *et al.* (1974), analysant la fraction argileuse de deux « sols rouges » du plateau de Mysore, ont montré qu'elle était constituée de kaolinite dominante (51-63 %), d'amorphes (16-26 %), de smectite (6-19 %) et de vermiculite, illite et quartz en plus faibles proportions. En 1978, MURALI *et al.*, travaillant cette fois-ci sur des « sols rouges » du Tamil Nadu, aboutissent pratiquement aux mêmes conclusions et trouvent beaucoup plus de smectite dans les sols de bas de pente qui ne sont pas des « sols rouges »;

— GHOSH *et al.* (1975) mettent en évidence de l'illite (14-26 %), de la smectite (0-9 %), ainsi qu'un peu de chlorite et d'interstratifiés (17 % en profondeur) dans un « sol rouge » du Bengale Occidental où la kaolinite reste dominante (58-68 %) et, semble-t-il, bien cristallisée; assez curieusement la smectite n'est présente que dans les horizons supérieurs du profil;

— LOTSE *et al.* (1975), travaillant sur deux « sols rouges », l'un de la région de Bangalore (plateau de Mysore), l'autre de la région de Coimbatore (Tamil Nadu), trouvent chaque fois de la kaolinite comme minéral dominant, généralement accompagné d'illite et de quartz, plus rarement de montmorillonite, de vermiculite et de chlorite;

— RENGASAMY *et al.* (1978), toujours sur des « sols rouges » du plateau de Mysore (8 profils) montrent une nouvelle fois que la kaolinite est le minéral le plus abondant à côté de l'illite, du quartz, de la smectite et d'une importante phase amorphe.

C'est donc avec une quasi-unanimité que les différents auteurs cités (et d'autres) ont établi la dominance de la kaolinite dans la fraction argileuse des « sols rouges » indiens. Chaque fois que les diagrammes ont été publiés, on peut vérifier qu'il s'agit de kaolinite donnant un pic étroit, bien marqué et non dissymétrique.

Si l'on examine maintenant attentivement les commentaires accompagnant les données de ces différents auteurs, on peut essayer de comprendre pourquoi aucun n'a jamais mis en évidence de smectite au niveau des horizons d'altération (arènes) et d'interstratifiés (7-14Sm) dans le solum. Il est possible d'avancer, pour expliquer cela, les trois raisons suivantes :

— la plupart de profils étudiés sont situés dans des régions plus arrosées que celle de Gundlupet : le Bengale Occidental est soumis à la mousson du sud-ouest (cf. Fig. 6), la région de Bangalore reçoit environ 950 mm de pluie;

— la région de Bangalore est, de plus, connue pour l'abondance de ses héritages ferrallitiques et cuirassés (DEMANGEOT, 1975a; RENGASAMY *et al.*, 1978) et c'est dans cette région qu'ont été réalisées une grande partie des recherches sur les « sols rouges »; la kaolinite y fait alors figure de minéral hérité de périodes antérieures plus pluvieuses et c'est d'ailleurs comme cela qu'elle est le plus souvent interprétée (SARMA et SIDHU, 1982);

— les horizons profonds ne sont que rarement étudiés et les déterminations sont parfois limitées au seul horizon de surface (DAS et DAS, 1966).

Les études sur la minéralogie des sols rouges indiens sont donc non seulement rares, mais, de plus, elles n'ont pas pris en compte les sols se formant à la fois dans les conditions les plus sèches de la péninsule et en l'absence d'héritages importants dus à des paléoclimats plus humides. Il n'est donc pas étonnant de trouver ici des résultats non conformes aux connaissances déjà acquises.

## B — LE PROFIL ARGILEUX DU PUIT GU01 PAR RAPPORT AUX RESULTATS OBTENUS DANS D'AUTRES PAYS TROPICAUX

### 1.- Minéraux gonflants des arènes

Ailleurs dans le monde tropical sec, de nombreux chercheurs ont observé des smectites ou des minéraux interstratifiés gonflants au niveau des arènes ou des saprolithes (PAQUET, 1970; BOCQUIER, 1973; KOUNETSRON *et al.*, 1977; BOULET, 1978; etc...). A la suite de nombreux travaux, les smectites, et plus généralement les argiles 2/1, sont considérées comme les argiles qui se néoformement "normalement" dans la zone tropicale sèche (PEDRO, 1984). Il n'y a donc rien d'étonnant à les retrouver dans les arènes à la base de la coupe du puits GU01; les deux seules particularités de ces arènes qui méritent d'être rappelées ici sont :

- la très forte prédominance, sinon l'exclusivité, des minéraux gonflants; ailleurs, on observe plus fréquemment des paragenèses minérales 2/1 - minéraux 1/1 (qui rappelle la paragenèse kaolinite-nontronite des sols bruns eutrophes tropicaux d'Afrique);

- le mode de formation de la smectite à partir des biotites par enrichissement en silicium de la couche tétraédrique.

### 2.- Minéraux interstratifiés (7-14Sm) du solum

Les minéraux interstratifiés (7-14Sm) n'ont été qu'assez récemment mis en évidence dans les sols par WILSON et CRADWICK (1972, cités par HERBILLON *et al.*, 1981). Depuis cette date, ils n'ont été que rarement signalés, on peut néanmoins citer :

- l'étude de HERBILLON *et al.* (1981), qui les identifient dans les sols brun-rougeâtre d'une toposéquence sur matériel basaltique du Burundi;

- la revue de NORRISH et PICKERING (1983), qui fait état de la présence de ces minéraux dans plusieurs localités d'Australie (40 profils, la plupart du temps sur basalte ou roche ignée basique, mais pas systématiquement);

- l'étude de YERIMA *et al.* (1985) sur certains vertisols du Salvador où ces interstratifiés sont aussi mis en évidence; la roche mère, des alluvions ou des tufs, est ici encore constituée de matériel influencé par le volcanisme.

HERBILLON *et al.* (1981) font de ces minéraux les produits intermédiaires de l'altération des smectites en kaolinites, et ce point de vue est largement partagé par YERIMA *et al.* (1985). Les minéraux interstratifiés, intermédiaires de cette transformation, contiennent de ce fait plus de fer que des minéraux à 7 Å traditionnels même si, pendant cette altération, la smectite libère du fer qui contribue à colorer le profil.

Les résultats analytiques obtenus sur des particules de ces interstratifiés sont tout à fait en accord avec ceux de HERBILLON *et al.* (1981) :

- il reste beaucoup de fer et de magnésium dans ces particules;

- l'ACP réalisée sur les résultats de ces analyses a bien mis en évidence la position intermédiaire des particules analysées entre les pôles smectite et argile 1/1;

- le minéral 1/1 vers lequel tendent ces interstratifiés paraît être une halloysite plutôt qu'une kaolinite ordonnée.

La présence d'interstratifiés (7-14Sm) dans la coupe du puits GU01 est logique; l'arénisation profonde ne produisant que des minéraux gonflants, il n'est pas surprenant que l'évolution ultérieure de ces minéraux

gonflants vers des minéraux 1/1 passe par une étape d'interstratifiés. Dans l'horizon B du profil GU01 où ils ont été analysés, les minéraux intermédiaires (7-14Sm) sont mieux représentés que le stade final de la transformation, le minéral 1/1; ceci semble traduire la difficulté que rencontre la transformation des smectites pour arriver à son terme. Etant donné aussi l'effet déjà souligné de l'action de la faune du sol sur le fonctionnement général de ce profil, il n'est pas non plus étonnant que l'on trouve ces interstratifiés dès l'horizon superficiel, qui est en réalité constitué d'arène remontée par la faune.

La transformation progressive smectite  $\Rightarrow$  interstratifiés (7-14Sm)  $\Rightarrow$  minéraux à 7 Å se déroule habituellement en certaines positions privilégiées des profils - au contact entre solum et saprolithe — ou des toposéquences — dans les zones de transition entre sols noirs et sols rouges (HERBILLON *et al.*). Si la représentativité du profil GU01 est bien celle que l'on a déduite de l'analyse morphopédologique, on assiste alors à un véritable envahissement des parties moyennes du paysage de la zone de Gundlupet par les interstratifiés (7-14Sm). C'est ce qu'il faudra vérifier par l'étude d'autres profils, mais il faut pour cela élaborer un protocole d'investigation plus simple que celui utilisé pour ce premier profil; c'est ce qui va maintenant être tenté en comparant les résultats de l'étude détaillée de la fraction argileuse du profil GU01 avec les données de l'analyse globale pour ce même profil.

## VI — COMPARAISON ENTRE LES RESULTATS DE L'ETUDE DETAILLEE DE LA FRACTION ARGILEUSE DU PROFIL GU01 ET LES DONNEES DE L'ANALYSE GLOBALE

Une bonne représentation de la cohérence entre les résultats obtenus lors des différentes étapes analytiques peut être apportée à l'aide d'une ACP réalisée sur toutes les données du tableau X (résultats des microanalyses sur lames minces du profil GU01) sur les plans de laquelle sont projetés, en données supplémentaires, les résultats des analyses triacides<sup>1</sup> effectuées sur la terre fine des différents horizons (notés T1, T2,...T9), ainsi que ceux des analyses totales de la roche (R1) et de son arène (A1). Les trois premiers facteurs de l'ACP représentent respectivement 62,5 %, 16,7 % et 9,1 % de l'inertie du nuage. En valeur cumulée, les trois premiers facteurs rendent compte de 88,3 % de l'inertie. L'ensemble des analyses sera donc représentée par les projections dans les plans formés par les facteurs 1 et 2 et par les facteurs 1 et 3 (Fig. 38).

La population étudiée est structurée autour des pôles constitués par les analyses des minéraux primaires de la roche qui forment des domaines très étroits indiqués par des lettres majuscules pleines (A, P,...). Les analyses correspondant aux sites d'altération des minéraux primaires forment des nuages plus larges identifiés par des lettres majuscules creuses (A, P,...). Par rapport à ces structures, les résultats d'analyses triacides de la terre fine se répartissent en deux groupes :

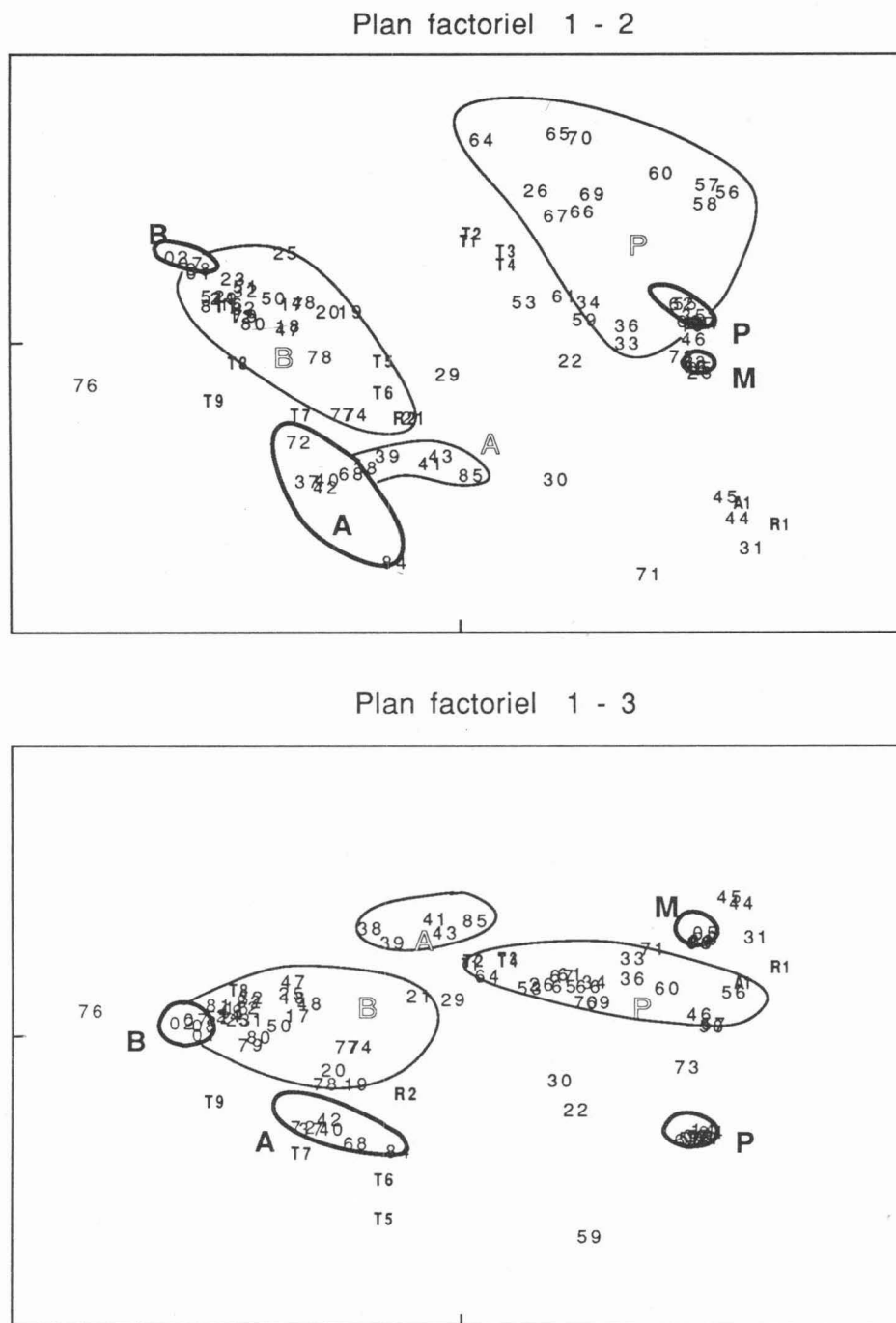
— les points T1 à T4, correspondant aux analyses triacides du « sol rouge » proprement dit, se situent à proximité du nuage constitué par les analyses des plagioclases altérés;

— les analyses T5 à T9, correspondant aux analyses triacides de l'arène et de la nappe de gravats, se situent à l'intérieur ou à proximité du nuage constitué par les analyses de biotite altérée.

Les données des analyses totales du gneiss (R1) gris et de son arène à 450 cm (A1), projetées sur les mêmes plans factoriels, se situent à l'écart des analyses triacides et des analyses des sites d'altération du fait de leur teneur élevée en silice.

---

<sup>1</sup> Résultats recalculés en éliminant l'eau et le résidu insoluble pour les rendre comparables à ceux des analyses à la microsonde sur les plasmas.



**Fig. 38.** Profil GU01, interprétation d'ensemble des différentes analyses du profil à partir d'une l'ACP centrée sur les données du tableau X; ont ensuite été délimités les domaines suivants: P, plagioclases sains; P, plasmas d'altération des plagioclases; M, microclines sains; A, amphiboles saines; A, plasmas d'altération des amphiboles; B, biotites saines; B, biotites altérées. Les points T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7, T8, T9, correspondant respectivement aux analyses triacides à 0-5, 40, 80, 100, 120, 190, 200, 450 et 470 cm (tableau VI) ont été traités en données supplémentaires.

On montre ainsi une bonne concordance entre les données globales de l'analyse triacide et les données ponctuelles de la microanalyse; cet ensemble de données analytiques recoupe aussi très bien les observations, notamment micromorphologiques, sur l'altération.

Un arsenal important de techniques a été mis en œuvre pour réaliser la caractérisation, aussi complète que possible, du profil GU01 considéré comme représentatif des « sols rouges » de la région de Gundlupet. Les enseignements apportés par les différentes étapes de cette caractérisation ont été dégagés pas à pas. Il ne sera pas possible de répéter un protocole analytique aussi complet sur de nombreux profils; aussi convenait-il de s'assurer que les résultats obtenus par les techniques analytiques les plus classiques étaient cohérents avec ceux obtenus par les techniques de microanalyse, et seront suffisants pour obtenir une bonne caractérisation des autres sols.

## VII — ENSEIGNEMENTS GENERAUX APPORTES PAR L'ETUDE DES ARGILES DU PUIT GU01

Le « sol rouge » étudié a toutes les caractéristiques d'un sol fersiallitique : forte libération du fer qui colore le profil et abondance des minéraux 2/1 dans la fraction argileuse. L'étude détaillée de la fraction argileuse et des sites d'altération a montré que les minéraux 2/1 provenaient, pour une faible part, des biotites par transformation directe et, pour une plus large part, des plagioclases et des amphiboles par néoformation. On se trouve donc ici dans le domaine de la bisiallisation vraie (PAQUET, 1970) ou sialferrisation (PEDRO, 1984). La transformation des argiles 2/1 en édifices 1/1 s'effectue aussi dans ce profil, mais elle semble très lente et incomplète. Une des explications à cette lenteur peut être recherchée dans l'action de la faune qui contrebalance en partie celle de l'altération.

La coupe du puits GU01 apparaît finalement comme constituée de deux ensembles distincts au plan de la géochimie et de la minéralogie des argiles :

- les arènes dans lesquelles se forment (ou se sont formés) des minéraux gonflants à partir des biotites; ces arènes ont de ce fait une morphologie très particulière;

- le « sol rouge » proprement dit dans lequel continuent de se former des smectites, mais à partir des plagioclases et des amphiboles cette fois, et dans lequel l'ensemble des minéraux gonflants se transforme lentement en édifices 1/1 désordonnés; les caractéristiques analytiques de la terre fine de la nappe de gravats se rapprochent de celles des horizons du « sol rouge ».

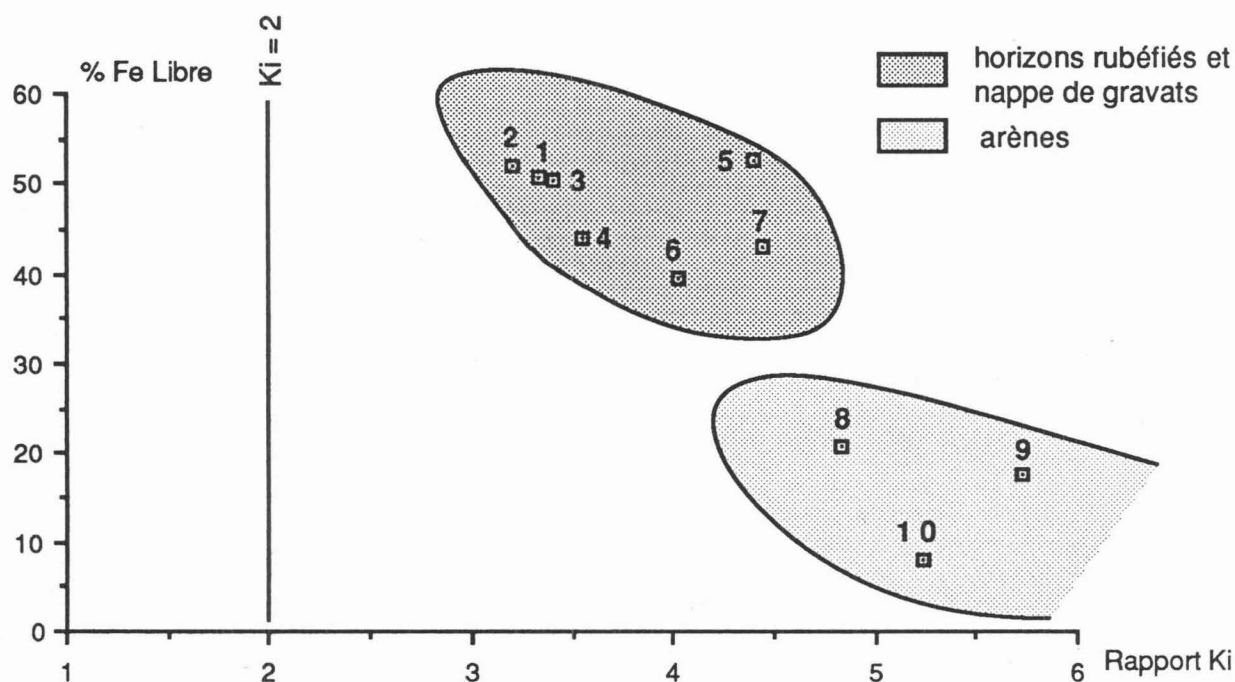
La nappe de gravats, en tant que telle, représente le résidu mécanique de l'action de la faune du sol; en tant que zone d'encroûtement, elle semble jouer le rôle de frontière géochimique entre le « sol rouge » et les arènes.

La représentation des différents horizons du profil, dans le plan défini par le rapport  $K_i$  de l'analyse triacide et par le taux de fer libre (Fig. 39), permet de bien distinguer les deux ensembles.

Dans les chapitres qui suivent, pour la caractérisation et la comparaison des profils entre eux d'après les résultats des analyses pédologiques classiques, l'utilisation de schémas de ce type paraît être un bon outil. Ces analyses et schémas devront être complétés :

- par quelques déterminations diffractométriques d'argile, qui permettront d'identifier les minéraux gonflants et de suspecter la présence des interstratifiés (7-14Sm);

- et par le tracé du profil des différentes formes du fer, pour estimer l'importance de la fraction facilement extractible.



**Fig. 39.** Représentation des différents horizons du profil GU01 dans le plan défini par le rapport  $K_i$  et le taux de fer libre (CBD); les points 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10 correspondent respectivement aux horizons 0-5, 40, 80, 100, 115, 120, 125, 190, 200 et 450cm (tableaux VI et VIII).

A l'issue de la caractérisation de ce premier profil, un point reste néanmoins non élucidé : l'arène et le « sol rouge » représentent-ils les produits d'une seule et unique évolution ou bien l'arène est-elle héritée et le sol se forme-t-il aujourd'hui à ses dépens ? C'est par l'étude de la toposéquence complète qu'il faut maintenant essayer de répondre à cette question; cela permettra en outre de mieux positionner GU01 dans le paysage.



# 5

## Les sols de la toposéquence de Gundlupet

### I — PRESENTATION GENERALE DE LA TOPOSEQUENCE

La première toposéquence<sup>1</sup> décrite, ou toposéquence de base, dite "de Gundlupet", concerne le glacis sur lequel est situé le profil GU01 (Fig. 40 et 41).

La toposéquence est orientée nord-sud et longue d'environ 1 400 m, elle coupe la route Gundlupet - Sultan's Battery. Au nord de la route, les observations pédologiques ont été alignées le long d'une petite piste qui s'arrête au pied d'un relief résiduel. La piste a favorisé un ruissellement concentré important qui a entaillé la couverture pédologique et permet de fréquentes observations de la roche altérée. Au sud de la route, la toposéquence suit un talweg mineur et un seul puits a été décrit.

La toposéquence est toute entière située dans la zone de piedmont des reliefs résiduels et à l'écart de la vallée de la Gundal vers laquelle convergent tous les talwegs mineurs de la région (carte de localisation, Fig. 40).

Le relief résiduel qui domine la toposéquence apparaît de loin comme une zone faiblement boisée; les

---

<sup>1</sup> Dans la région étudiée, il est long et difficile de creuser dès que sont atteints les horizons de roche plus ou moins décomposée; aussi de nombreuses observations ont été réalisées en utilisant uniquement les coupes permanentes. Pour cette raison, les profils décrits ne sont que rarement distribués en toposéquences parfaitement alignées.

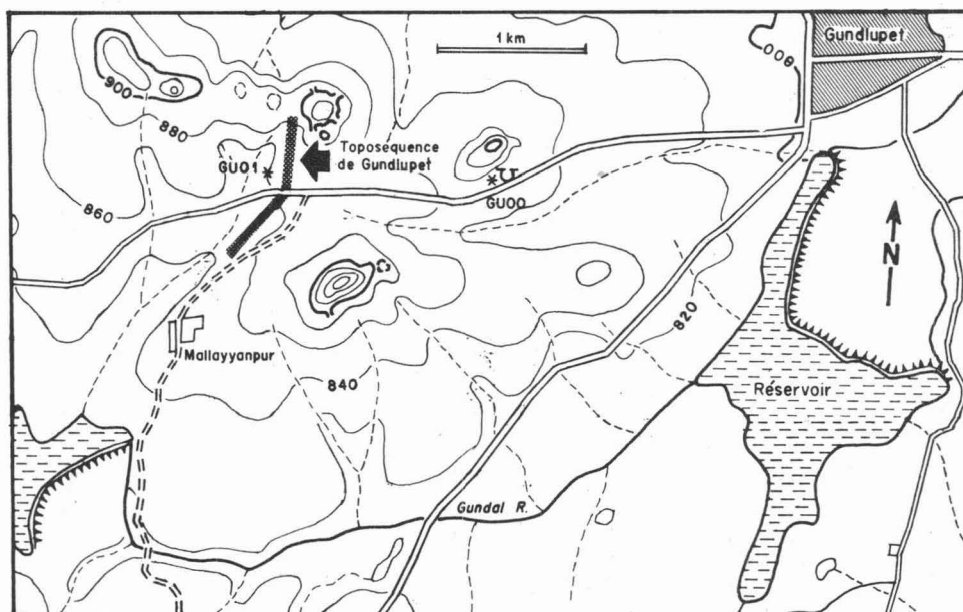


Fig. 40. Carte de localisation de la toposéquence de Gundlupet et de la carrière GU00 sur un extrait du fond topographique au 1/50 000 (équidistance des courbes de niveau : 20 m).



Fig. 41. Le glacis sur lequel est localisée la toposéquence de Gundlupet (vue en direction du sud, prise de la base du relief résiduel).

terrains correspondant aux reliefs résiduels les plus importants de la région ont d'ailleurs généralement reçu le statut de Forêt Réservée (R. F.). Cette couverture végétale, très dégradée, mais encore existante malgré la pression anthropique, s'explique par la nature des reliefs résiduels qui sont constitués de chaos de blocs plus ou moins ennoyés dans les produits d'altération. Il n'y a pas d'inselbergs véritables dans la région de Gundlupet et peu de surfaces rocheuses importantes qui soient à l'affleurement.

Le raccordement du glacis avec le relief résiduel se fait par une forme concave; il n'y a pas de rupture de pente marquée au niveau de ce raccordement. Le profil topographique naturel du glacis est ensuite régulier et présente une pente générale de  $2,5^\circ$  vers le sud.

Le versant a été aménagé par les agriculteurs qui ont délimité des parcelles "en courbes de niveau". Cet aménagement a été créé, et il est régulièrement entretenu, par la confection de fossés cloisonnés au niveau de la bordure aval des parcelles (Fig. 42); lors de l'ouverture des fossés, la terre est rejetée vers l'aval pour former des diguettes. Tout ce travail a pour but de limiter le ruissellement sur le versant et de bloquer la charge solide au niveau des fossés cloisonnés. L'utilité de cet aménagement peut s'évaluer au comblement rapide des fossés et sa réussite à l'obtention d'une topographie de détail qui se présente comme une succession de gradins. Sur un plan plus strictement pédologique, cet aménagement a modifié lentement, mais de façon importante, l'épaisseur des horizons supérieurs du sol dans les parcelles.



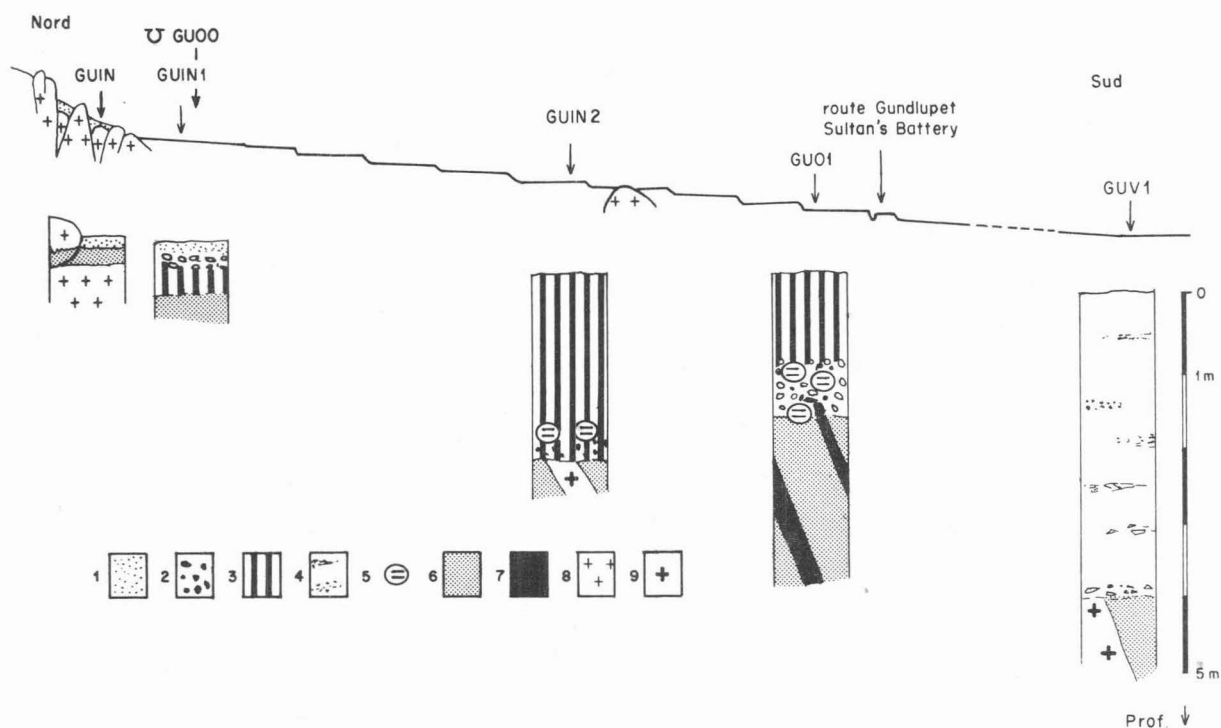
Fig. 42. Fossés cloisonnés de bordure de parcelle.

## DECOUPAGE MORPHOPÉDOLOGIQUE DE LA TOPOSEQUENCE

En allant du relief résiduel au talweg, on distingue quatre unités morphopédologiques pour lesquelles des profils pédologiques représentatifs (Fig. 43) vont être étudiés :

- le relief résiduel à couverture pédologique discontinue et sols peu différenciés - profil GUIN;
- le glacis de dénudation en auréole au pied du relief résiduel (sur 50 à 100 m) à sols rubéfiés peu épais - profil GUIN1 et carrière GU00;

- la partie moyenne du versant (sur environ 500 m), à sols rubéfiés épais "en place" (du type du profil GU01) - profil GUIN2;
- le glacis colluvial du bas de la toposéquence - profil GUV1.



**Fig. 43.** Coupe de la toposéquence de Gundlupet et localisation des observations pédologiques. **Légende :**  
 1 - horizons sableux; 2 - nappe de gravats; 3 - « sols rouges »; 4 - horizons colluviaux; 5 - nodules calcaires; 6 - arènes du gneiss leucocrate; 7 - amphibolite; 8 - gneiss cohérent; 9 - pegmatite.

## II — DONNEES CONCERNANT LES PROFILS DE LA TOPOSEQUENCE

On abordera successivement :

- la présentation morphologique des différents profils;
  - la caractérisation micromorphologique de l'arénisation en haut de la séquence;
  - l'étude analytique des différents profils;
- avant de faire le point sur l'ensemble de la séquence.

## A — PRESENTATION MORPHOLOGIQUE DES PROFILS

### 1.- Sols en "poches" au niveau du relief résiduel

Au niveau du relief résiduel, la couverture pédologique est réduite à quelques poches de sol brun clair, sableux, entre les blocs et dans les fissures.

#### (a) - DESCRIPTION DU PROFIL GUIN

0 - 30 cm Poche de sol ; sec; brun jaunâtre clair (10 YR 6/4 sec); humifère; 25 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de gneiss altéré; massif; cohérent, non plastique, très fragile; texture sablo-limoneuse; très poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition discontinue, brutale.

La base des blocs rocheux entre les poches de sol présente une désagrégation très importante, alors que la partie aérienne des mêmes blocs reste très cohérente et apparemment moins altérée. Le matériau arénisé non perturbé a les caractéristiques suivantes : sec; brun très pale (10 YR 7/3 sec); texture sableuse; peu poreux.

La roche est ici encore un gneiss fin leucocrate. Ce gneiss est très semblable à celui de la coupe du puits GU01 et apparaît, non altéré, sous les blocs, à une profondeur de 70 cm au niveau du profil. Ailleurs, le gneiss peut affleurer, ce qui permet de constater que les enclaves d'amphibolites sont très rares; en revanche, de nombreuses veines de pegmatite<sup>1</sup> rose à plis ptygmatisés parcourent la roche.

#### (b) - COMMENTAIRES

La morphologie des sols au niveau des reliefs résiduels est donc extrêmement simple et **il ne s'agit en aucun cas de « sols rouges »**. Il n'y a pas non plus formation d'une nappe de gravats. Il faut certainement attribuer le faible développement de ces profils à une érosion récente déclenchée par la destruction du couvert végétal par l'homme et ses animaux; mais les traces d'un ancien sol plus épais sont inexistantes sur le relief résiduel.

### 2.- Profils rubéfiés du haut de la toposéquence

Le profil GUIN1 correspond à une fosse ouverte au niveau des premiers « sols rouges », à la base du relief résiduel; à proximité de ce profil, on note de nombreux affleurements.

L'étude du profil GUIN1 sera complétée par celle de la coupe d'une carrière (GU00) située dans la même position au pied d'un relief voisin (Fig. 40) : la carrière permet en effet de réaliser des observations sur une plus grande longueur de coupe qu'une simple fosse.

#### (a) - DESCRIPTION DU PROFIL GUIN1

0 - 10 cm Horizon A; sec; brun jaunâtre clair (10 YR 6/4 sec); apparemment non organique; sans éléments grossiers; massif; cohérent, non plastique, très fragile; texture sablo-limoneuse; poreux; quelques racines; transition régulière en moins de 1 cm.

10 - 30 cm Partie supérieure de la nappe de gravats; humide; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 humide); 70 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de quartz émoussés, parfois ferruginisés; massif; cohérent, peu plastique, très friable; texture limono-sableuse; très poreux; quelques racines; transition régulière en 2 cm.

30 - 50 cm Partie inférieure de la nappe de gravats-horizon B; très humide; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 humide); pas d'effervescence; 50 % d'éléments grossiers, graviers de quartz et de

<sup>1</sup> Ces pegmatites à plis ptygmatisés ont été bien décrites dans la région de Hassan (située à 100 km au nord de Gundlupet) par NAQVI *et al.* (1983) qui les considère comme caractéristiques des plus anciens gneiss du craton de Dharwar.

feldspaths anguleux et cailloux de gneiss très altéré; massif; cohérent, peu plastique, très friable; texture limono-sableuse; très poreux; quelques racines; transition régulière en 2 cm.

50 - 80<sup>+</sup> cm Horizon C, arène de gneiss; humide; couleurs variées dépendant de la nature des minéraux; nombreux revêtements complexes, de couleur jaune rougeâtre (5 YR 6/6 humide); peu poreux. Au niveau de la fosse l'arène est traversée par un filon de pegmatite désagrégée.

#### (b) - DESCRIPTION DE LA CARRIERE GU00

La coupe de la carrière GU00 permet d'observer des profils sur roches différentes, notamment gneiss et amphibolite. Les deux horizons supérieurs sont constants dans toute la coupe et sont très semblables à ce qui a été décrit précédemment pour le profil GUIN1. A partir de 60 cm, on observe deux variantes selon que l'on s'intéresse à une séquence d'horizons sur gneiss ou sur amphibolite :

0 - 10 cm Horizon A; sec; rouge jaunâtre (5 YR 5/8 sec); faiblement organique; 25 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; massif; cohérent, peu plastique, très fragile; texture limono-sableuse; peu poreux; nombreuses racines, fines et moyennes; transition régulière en moins de 1 cm.

10 - 30 cm Partie supérieure de la nappe de gravats; sec; rouge sombre (2,5 YR 3/6 sec); 90 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de quartz émoussés, parfois ferruginisés, quelques cailloux de quartz très arrondis, quelques cailloux de roche manganésifère très altérée; massif; cohérent, plastique, très friable; texture limono-argilo-sableuse; très poreux; racines moyennes et grosses; transition régulière en 2 cm.

*à partir de 60 cm sur gneiss*

60 - 100 cm Partie inférieure de la nappe de gravats-horizon B; sec; rouge (2,5 YR 3/6 sec); pas d'effervescence; 60 % d'éléments grossiers, graviers de quartz anguleux (aspect de "gros sel"); massif; cohérent, peu plastique, très fragile; texture limono-argilo-sableuse; poreux; quelques racines fines; transition régulière en 2 cm.

100 - 180<sup>+</sup> cm Horizon C, arène; légèrement humide; couleurs variées dépendant de la nature des minéraux; peu poreux. Au niveau de la coupe l'arène présente de nombreux revêtements de terre rouge (2,5 YR 3/6) orientés selon le litage du gneiss; ces revêtements, ou remplissages de fissures, ont une épaisseur millimétrique à décimétrique.

*à partir de 60 cm sur amphibolite*

60 - 70 cm Encroûtement massif, discontinu, de couleur rose (5 YR 7/3) dans l'arène d'amphibolite.

70 - 150<sup>+</sup> cm Arène d'amphibolite grossière; légèrement humide; vert sombre.

#### (c) - COMMENTAIRES

Pour ces deux profils, la présence d'éléments très émoussés dans la partie supérieure de la nappe de gravats et l'absence de formes de continuité (type fauchage de filons...) avec la partie inférieure sont des caractères très différents de ceux qui avaient été observés dans la coupe du puits GU01. Ils suggèrent que la partie supérieure de la nappe de gravats, autour des reliefs résiduels, a fonctionné comme un pavage d'érosion et a même pu subir un certain transport. L'origine du recouvrement fin est moins facile à établir, le colluvionnement à partir des horizons supérieurs des sols du relief résiduel semble avoir joué pour le profil GUIN1 (couleur et texture du matériau) et l'on observe aussi partout d'importantes traces d'activité biologique.

Sur gneiss, on note l'absence d'encroûtement pour les deux profils, mais la carrière GU00 permet d'observer la naissance de l'encroûtement au niveau des bancs d'amphibolite : on passe latéralement, en quelques centimètres, d'un horizon rouge décarbonaté à structure rocheuse non conservée sur gneiss à l'encroûtement massif de l'arène d'amphibolite. Il existe donc dans cette partie du paysage **une lithodépendance de l'encroûtement calcaire** semblable à celle qui avait été décrite au niveau de l'arène profonde du puits GU01.



### 3.- Profils de la partie centrale de la toposéquence

Ensuite, sur 500 m environ, se trouve le domaine des « sols rouges » plus profonds (100 à 200 cm) du type du profil GU01 décrit précédemment. Ces sols présentent tous la même succession d'horizons : horizons rouges sans éléments grossiers, encroûtement et nappe de gravats, arène. Le profil GUIN2 diffère de la coupe du puits GU01 par l'épaisseur plus importante des horizons rouges au dessus de la nappe de gravats.

#### (a) - DESCRIPTION DU PROFIL GUIN2

0 - 15 cm	Horizon Ap; sec; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 sec); apparemment non organique; sans éléments grossiers; à structure particulière; meuble; texture limono-sableuse; nombreuses racines fines; transition sur 1 cm régulière.
15 - 60 cm	Horizon B11; frais; rouge sombre (2,5 YR 3/6 humide); non organique; sans éléments grossiers; massif; compact, plastique, friable; texture argilo-sableuse; peu poreux; quelques racines fines; transition sur 5 cm, régulière.
60 - 200 cm	Horizon B12; frais; rouge sombre (2,5 YR 3/6 humide); non organique; sans éléments grossiers; structure prismatique peu nette de 100 mm; compact, plastique, friable; texture argilo-sableuse; poreux; pas de racines; quelques termitières hypogées; transition sur 2 cm, régulière.
200 - 210 cm	Horizon B13; sec; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 humide); taches rouge sombre (2,5 YR 3/6 humide), nombreuses, irrégulières, peu contrastées, associées à des agrégats; pas d'effervescence; 10 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; massif; compact, plastique, fragile; texture argilo-sableuse; poreux; transition en 5 cm, régulière.
210 - 250 cm	Horizon Bk; sec; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 humide); éléments calcimagnésiques très abondants, rognons calcaires de formes très irrégulières, allongés dans le sens de la hauteur; 20 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; massif; compact, plastique, fragile; texture argilo-sableuse; poreux; transition en 1 cm, régulière.
250 - 260+ cm	Horizon Ck; sec; arène de gneiss encroûtée; très cohérente.

#### (b) - COMMENTAIRES - COMPARAISONS AVEC LE PROFIL GU01

Le fait que le profil GUIN2 soit situé au centre d'une parcelle explique peut-être l'épaisseur importante du recouvrement rubéfié au-dessus de la nappe de gravats, le profil GU01 était quant à lui situé à l'amont d'une autre parcelle; mais, indépendamment des aménagements agricoles, l'épaisseur des sols est relativement variable et l'on observe aussi quelques affleurements rocheux dans le voisinage des deux profils.

La nappe de gravats du profil GUIN2 est beaucoup moins développée que celle du profil GU01; il faut certainement y voir la conséquence directe de différences de composition entre les roches mères des deux profils : absence de bancs résistants d'amphibolite et rareté des filons de quartz pour GUIN2, abondance de ces deux sources d'éléments grossiers pour GU01. **L'autochtonie et la lithodépendance de la nappe de gravats dans cette partie du glacier se trouvent ainsi confirmées.**

L'encroûtement, bien que situé à des profondeurs légèrement différentes dans les deux profils, constitue un trait commun caractéristique.

### 4.- Profils du bas de la toposéquence

A l'aval de la toposéquence, on passe à des formations colluvo-alluviales; les sols, souvent rouges, deviennent alors très épais (jusqu'à 4 m), mais sont développés dans un matériau présentant de nombreuses stratifications. C'est une zone où de nombreux puits ont été creusés et où la nappe est généralement présente à moins de 10 m de profondeur. Le profil suivant (GUV1) a été décrit à la faveur de l'un de ces puits, une plate-forme aménagée sur le pourtour du puits, à la limite supérieure des arènes, permet l'observation de la base du colluvionnement et du haut des arènes.



## (a) - DESCRIPTION SIMPLIFIEE DU PROFIL GUV1

- 0 - 400 cm           Horizons Ap et B colluviaux à stratification fruste; secs; rouge sombre ( 2,5 YR 3/6 sec); non organiques; lits et lentilles de graviers et cailloux de quartz; horizons massifs; compacts, plastiques, fragiles; texture argilo-sableuse; poreux; quelques racines dans le haut de la coupe; transition sur 2 cm, régulière.
- 400 - 420 cm       Débris rocheux et quartz partiellement ferruginisés; transition irrégulière en 1 cm.
- 420 - 1000+ cm    Arènes des diverses roches de la coupe : gneiss leucocrate, pegmatite, amphibolite. La nappe se trouve à 10 mètres (pompage dans les heures qui ont précédé).

## (b) - COMMENTAIRES

La présence de ce type de profil à l'aval de la toposéquence prouve que des transferts importants de matériaux ont eu lieu sur les glacis et que l'activité faunique actuelle s'avère impuissante à homogénéiser une épaisseur aussi importante de matériaux. On note aussi l'absence d'encroûtement calcaire dans ce profil.

Ce profil est typique des zones de bas de pente qui bordent les petits axes hydrographiques élémentaires, dont le débit a un caractère temporaire. Plus à l'aval dans le réseau, à la faveur des axes plus importants formés à la suite de plusieurs confluences, le bas de pente se transforme en véritable vallée et l'on observe des sols noirs et des vertisols; l'étude détaillée de ces sols sort du cadre de ce travail, mais ils seront évoqués au chapitre suivant.

## B - ASPECTS MICROMORPHOLOGIQUES DE L'ARENISATION EN HAUT DE LA TOPOSEQUENCE

### 1.- Arénisation au niveau du relief résiduel

## (a) - DESCRIPTION DES LAMES MINCES DE GNEISS ET D'ARENE DU PROFIL GUIN

Le gneiss "sain" présente, comme celui du puits GU01, une structure granoblastique; il est ici aussi constitué de quartz, feldspaths et biotite. Dans l'échantillon étudié, certaines limites entre feldspaths sont soulignées par des séricites; ces séricites sont relativement rares et de taille moyenne (quelques  $\mu\text{m}$ ).

Dans l'arène, prélevée à la base d'un bloc, la structure générale de la roche est conservée, mais une fissuration importante apparaît (Pl. XII, photos 55 et 56). Les biotites sont altérées; leur extinction droite devient très incomplète en L.P.A. et certaines sont partiellement transformées en séricite et peut être en kaolinite. Contrairement à ce qui a été observé pour le puits GU01, la fissuration de l'arène ne semble pas spécifiquement liée à une action de gonflement des biotites; elle affecte l'ensemble des minéraux et de nombreux feldspaths sont divisés en plusieurs fragments sans que l'on puisse relier cette fragmentation au voisinage d'une biotite; inversement de petites biotites incluses n'ont eu que peu ou pas d'effet sur le minéral encaissant. Les fissures sont le plus souvent remplies de produits bruns, apparemment amorphes. A côté de ces transformations importantes on note, plus rarement, l'apparition d'îlots blanchâtres (séricite et/ou kaolinite) au sein de certains plagioclases.

## (b) - COMMENTAIRES

La comparaison des caractéristiques micromorphologiques d'un échantillon de gneiss "sain" et d'un échantillon d'arène a permis d'appréhender certains mécanismes de l'arénisation au niveau des reliefs résiduels. Cette arénisation est très poussée physiquement et chimiquement; elle diffère notablement de celle observée au niveau du puits GU01 : des phénomènes d'altération affectent ici tous les minéraux autres que le quartz, notamment les feldspaths pour lesquels on observe quelques marques de séricitisation. Cette séricitisation semble débiter dans la roche "saine", avant l'ouverture des fissures, ce qui constitue aussi un fait nouveau.

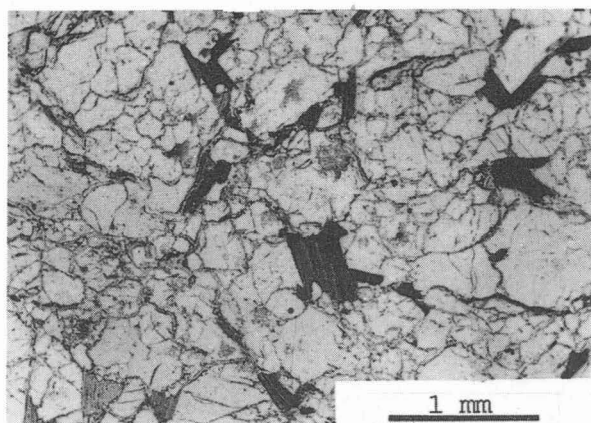


Photo 55. Profil GUIN : arène, très nombreuses fissures fermées; L.P.N.A.

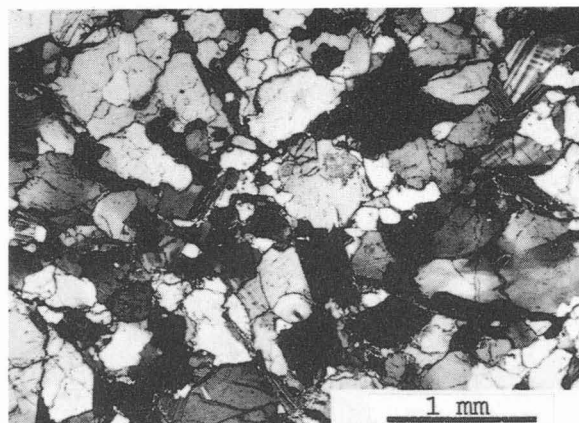


Photo 56. Même vue que 55; L.P.A.

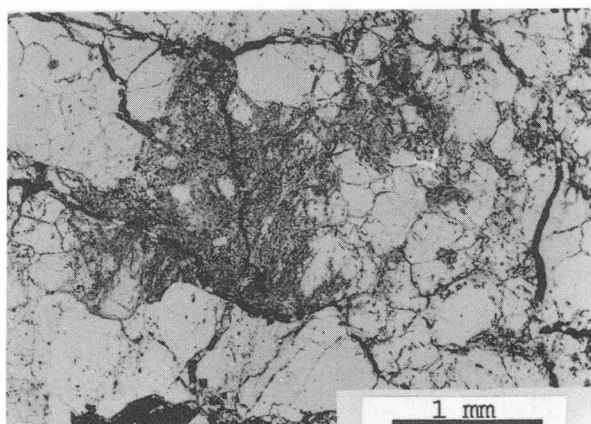


Photo 57. Profil GUIN1 : arène, quelques fissures ouvertes et indices d'altération au centre de la photo; L.P.N.A.

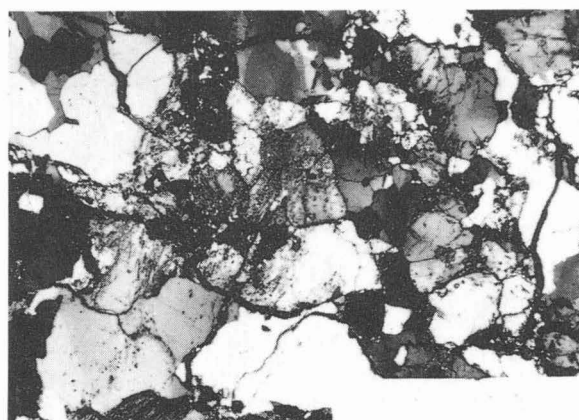


Photo 58. Même vue que 57; on distingue les paillettes de séricite dans la zone altérée; L.P.A.

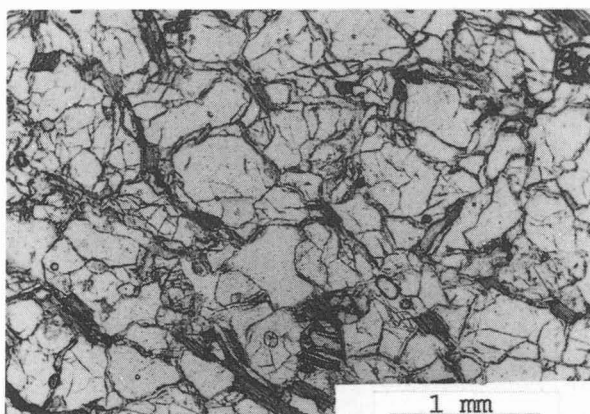


Photo 59. Profil GU00 : arène, nombreuses fissures très ouvertes passant par les biotites; L.P.N.A.

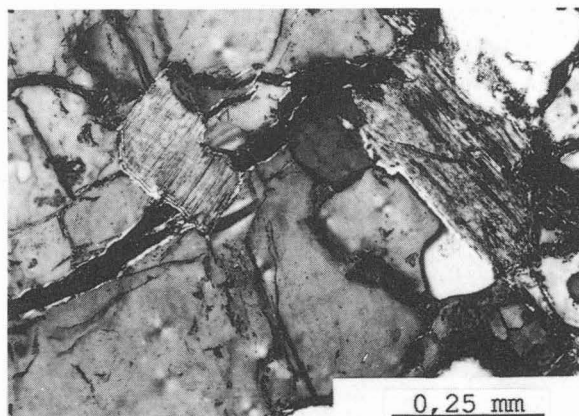


Photo 60. Profil GUIN1 : détail des relations biotite / fissure, malgré l'ouverture de la fissure, la biotite ayant gonflé l'occupe totalement; L.P.A.

**PLANCHE XII :** Toposéquence de Gundlupet, micromorphologie de l'arénisation des trois profils situés à l'amont.

## 2.- Arénisation au niveau des premiers « sols rouges »

### (a) - DESCRIPTION DES LAMES MINCES D'ARENE DU PROFIL GUIN1 ET DE LA CARRIERE GU00

L'arène du gneiss prélevée à 80 cm de profondeur au niveau du profil GUIN1 est globalement très semblable à ce qui a été décrit à la base (450 cm) du profil GU01 :

— les minéraux sont les mêmes, quartz, plagioclase, microcline et biotite; mis à part les biotites, ils sont peu affectés par les phénomènes d'altération, tout juste peut-on noter quelques paillettes blanches (séricite et/ou kaolinite) dans certains plagioclases.

— le réseau de fissuration apparaît, ici encore, très lié au gonflement des biotites (Pl. XII, photos 57 et 58); la morphologie est même ici plus explicite que dans le cas du profil GU01 et l'on "voit" véritablement la roche éclater sous l'effet du gonflement (Pl. XII, photo 60), le gonflement semble d'ailleurs plus important que pour le profil GU01.

L'arène du gneiss prélevée à 160 cm de profondeur au niveau du profil GU00 est relativement différente :

— le gneiss présente des variations de composition au sein de la lame et l'on passe de bandes constituées de minéraux de petite taille (1 mm et moins), riches en biotites et en grenats, à des bandes essentiellement constituées de grands (2 mm et plus) feldspaths fragmentés et d'amas polycristallins de quartz avec peu de biotites et aucun grenat;

— la fissuration affecte les deux types de bandes; mais les fissures sont surtout situées entre les minéraux et sont largement ouvertes dans le premier type (Pl. XII, photos 59), alors qu'elles sont pour la plupart internes aux minéraux et à bords jointifs dans le second;

— une fente large de 3 à 5 mm traverse la lame au niveau d'une bande de minéraux de petite taille; elle est remplie de matériel rubéfié venu des horizons supérieurs. L'apport extérieur est manifeste, car le matériau rouge de remplissage contient aussi des amphiboles qui n'existent pas dans le gneiss.

### (b) - COMMENTAIRES

A la base des premiers « sols rouges » de l'amont de la toposéquence, l'étude microscopique permet de reconnaître le mécanisme d'arénisation qui prévaut plus bas dans le paysage : éclatement physique de la roche sous l'effet du gonflement des biotites. Ce résultat doit cependant être complété par l'étude minéralogique du cortège argileux des arènes pour voir si l'analogie dépasse l'aspect morphologique.

Des différences entre les arènes du relief résiduel et celles du glacis apparaissent très clairement à l'examen micromorphologique. **L'arénisation la plus poussée est limitée au relief résiduel**, tous les minéraux primaires sont altérés et divisés. **L'arénisation sous les « sols rouges » est beaucoup moins intense**, en ce sens qu'elle aboutit à une division moins importante des minéraux primaires et que seules les biotites sont altérées. Ce second type d'arène prévaut dans la plus grande partie des glacis; il débute avec les premiers « sols rouges » avant que l'encroûtement calcaire ne se généralise. Il faut maintenant essayer de préciser les ambiances géochimiques correspondant à ces deux types d'arènes.

## C - ETUDE ANALYTIQUE ET MINERALOGIQUE

Quelques données analytiques ont été sélectionnées pour illustrer les différences existant entre l'amont et la partie centrale de la toposéquence.

## 1.- Granulométrie

(a) - DONNEES.

Seules quelques analyses sont présentées sous forme de courbes cumulatives (Fig. 44) interprétées à l'aide du calcul des paramètres principaux (TABL. XII).

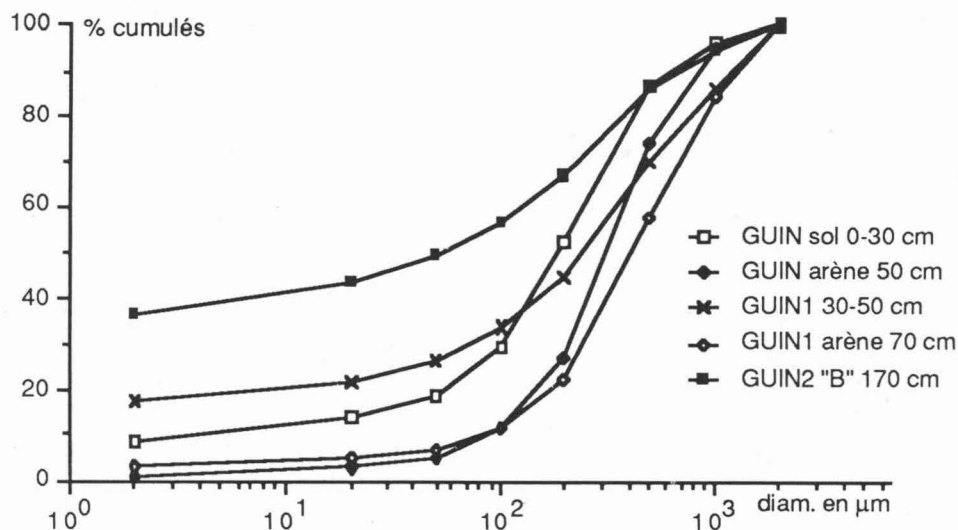


Fig. 44. Toposéquence de Gundlupet, courbes granulométriques cumulatives de la terre fine pour divers horizons à l'amont de la toposéquence.

Tableau XII

Toposéquence de Gundlupet; analyses granulométriques : paramètres principaux des courbes cumulatives de l'amont de la toposéquence

Profil et profondeur cm	1 <sup>er</sup> Quartile Q1 μm	Médiane Md μm	3 <sup>e</sup> Quartile Q3 μm	Coeff. d'écart interquartile $(Q3/Q1)^{1/2}$	Pente de TRASK $(Q1 \times Q3)/Md^2$
GUIN sol, 0-30 cm	75	190	370	2,22	0,8
GUIN arène, 50 cm	180	310	510	1,68	0,9
GUIN1, 30-50 cm	40	240	610	3,90	0,4
GUIN1 arène, 70 cm	220	410	780	1,88	1,0
GUIN2 "B", 170 cm	<2	56	290	12*	0,2*

\* calculé avec 1<sup>er</sup> Quartile = 2 μm

(b) - COMMENTAIRES

Arénisation : les deux types d'arènes identifiés précédemment sont illustrés chacun par une courbe granulométrique et les deux courbes sont légèrement différentes. La différence porte sur la finesse des sables et traduit la plus grande division des minéraux primaires dans le cas de l'arène prélevée au niveau du relief résiduel (arène du profil GUIN). L'étude micromorphologique avait déjà permis d'observer cela; l'analyse granulométrique montre que cette plus grande division ne s'accompagne cependant pas d'une argilification supérieure à celle que l'on observe dans l'arène du glacier (arène du profil GUIN1).

Argilification : l'argilification est nette dès les poches de sol du relief résiduel : GUIN sol, 0-30 cm, 9 % d'argile. Elle augmente ensuite sensiblement au niveau de la nappe de gravats des premiers « sols rouges » :

GUIN1, 30-50 cm, GU00, 10-60 cm et 60-100 cm, respectivement 17 %, 33 % et 27 % d'argile (Fig. 44). Avec l'horizon "B" du profil GUIN2, on retrouve une granulométrie très semblable à celles des horizons rubéfiés du profil GU01 : forte teneur en argile (36 %) et coefficient d'écart interquartile très élevé (TABL. XII).

## 2.- pH, matière organique et complexe absorbant

### (a) DONNEES

Les données concernant les trois profils situés à l'amont de la toposéquence sont regroupées dans le tableau XIII; les données relatives au profil GUIN2 montrent des caractéristiques très semblables à celles du profil GU01 et ne sont pas présentées ici.

Tableau XIII

Toposéquence de Gundlupet : pH, matière organique et état du complexe absorbant à l'amont

Prof. en cm	pH			Mat. organique			Calc. Tot	Bases échangeables me/100g					CEC me/100g	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH	C %	N‰	MO %	CaCO <sub>3</sub> %	Ca	Mg	Na	K	S	T	S/T
<i>Sol du relief résiduel : profil GUIN</i>														
0-30	4,60	4,10	0,50	0,86	0,52	1,48		1,0	0,5	0,2	0,1	1,8	4,0	44
50	6,60	6,09	0,51					1,1	0,4	0,0	0,0	1,5	1,8	83
<i>Sol de la zone des premiers « sols rouges » : profil GUIN1</i>														
30-50	5,90	4,96	0,94	0,34	0,28	0,58		4,7	1,3	0,2	0,1	6,2	7,1	88
70	6,11	5,57	0,54					1,6	0,4	0,0	0,0	2,0	2,3	86
<i>Sol de la zone des premiers « sols rouges » : profil GU00</i>														
0-10	6,50	5,13	1,37	1,05	0,84	1,81		2,2	1,2	0,2	0,4	4,0	4,5	88
10-60	6,50	5,27	1,23	1,08	0,81	1,86		5,2	4,5	0,1	0,2	10,1	10,3	97
60-100	6,79	5,22	1,57					5,6	3,9	0,1	0,2	9,8	10,0	98
100-130+	7,12	4,90	2,22				3,9	3,8*	1,8	0,1	0,0	5,7	3,8	>100
160++	7,74	6,41	1,33				3,5	10,4*	4,3	0,2	0,2	15,1	11,4	>100

\* : arène; ++ : fissure dans l'arène remplie de « sol rouge »; \* : méthode pour sols calcaires.

### (b) COMMENTAIRES

La seule partie véritablement acide (qui apparaît de ce fait désaturée à pH 7) de la toposéquence est constituée par les poches de sol du relief résiduel, l'arène sous-jacente est caractérisée par un pH proche de la neutralité tout comme l'arène des premiers « sols rouges » non encroûtés (GUIN1). Les premiers pH légèrement alcalins apparaissent avec le développement de l'encroûtement calcaire au niveau des horizons profonds du profil GU00. Les autres horizons sont faiblement acides, saturés, calciques et pauvres en matière organique.

## 3.- Analyses totales et mesures de densité apparente

### (a) - DONNEES.

Le tableau XIV regroupe les données d'analyse totale relatives à la roche et à l'arène au niveau du relief résiduel (profil GUIN), les densités apparentes sont aussi indiquées. D'autres mesures de densité apparente ont été réalisées sur les arènes des profils GUIN1 (da = 2,41) et GU00 (da = 2,34).

### (b) COMMENTAIRES

**Sol du relief résiduel.** Le gneiss prélevé au niveau du relief résiduel est, comme le gneiss gris du profil GU01, un gneiss tonalitique caractérisé par un rapport Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O élevé.

La densité apparente diminue de façon très sensible quand on passe de la roche saine à l'arène et l'on retrouve une fois encore confirmation de la forte intensité de l'arénisation à ce niveau de la toposéquence. Il serait cependant hasardeux d'interpréter cette importante diminution de la densité comme uniquement due à



**Tableau XIV**  
**Profil GUIN : analyses totales et densités apparentes de la roche et de l'arène**

Echantillon apparente	H <sub>2</sub> O* %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	densité
Roche	0,12	73,90	14,70	1,30	0,18	0,04	0,36	1,50	2,87	5,21	2,65
Arène à 50 cm	0,77	73,30	13,90	1,20	0,16	0,03	0,37	1,50	2,10	5,08	2,00

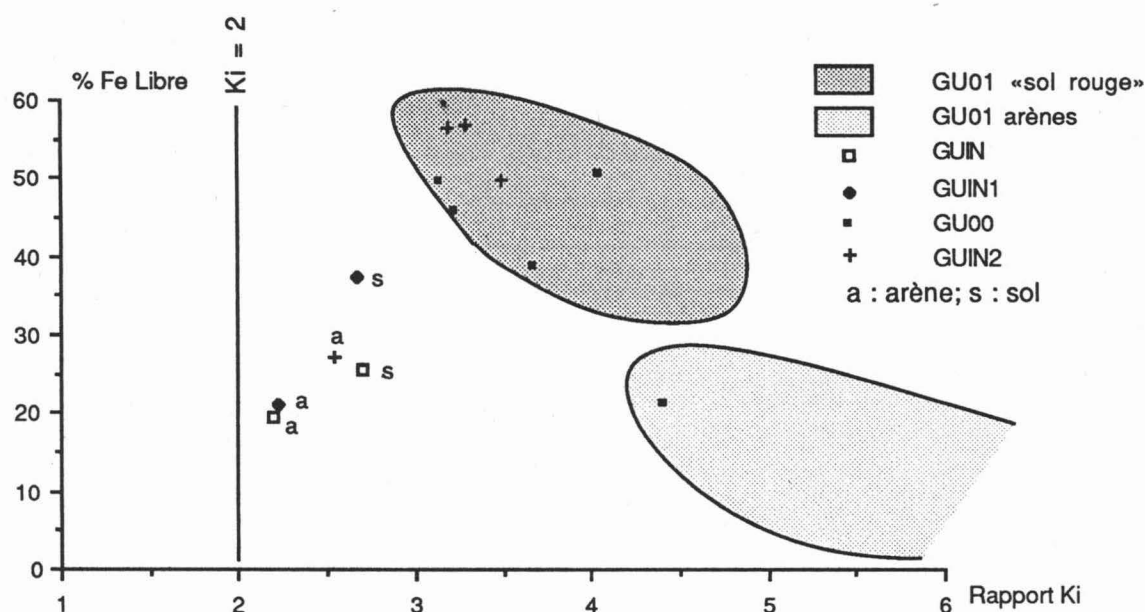
l'augmentation de la porosité intergranulaire, l'étude micromorphologique a montré que la plupart des minéraux subissaient des transformations et des dissolutions; ces transformations doivent assez globalement correspondre à des dissolutions congruentes, car l'arénisation entraîne des changements très faibles dans la composition chimique globale de l'arène par rapport à celle du gneiss (TABL. XIV).

**Premiers « sols rouges ».** Les valeurs de la densité apparente déterminées dans les arènes des premiers sols rouges sont significativement plus fortes que celles mesurées au niveau du relief résiduel; en revanche, elles se rapprochent de celles mesurées au niveau de l'arène du profil GU01. Dans ce type d'arène, l'étude micromorphologique l'a bien montré, l'interprétation de ces mesures peut être faite en considérant que la diminution de la densité apparente est due principalement à l'apparition et à l'écartement d'un réseau de fissures sous l'effet de l'altération et du gonflement des biotites. Les coefficients de foisonnement (considéré comme une dilatation volumique) calculés sont ici encore de l'ordre de 1,15.

#### 4.- Analyses triacides et formes du fer

##### (a) - DONNEES

Les analyses réalisées sur les différents horizons prélevés à l'amont de la toposéquence ont été utilisées pour la construction d'un graphe (Fig. 45) où le rapport Ki est porté en abscisses et le taux de fer libre (CBD) en



**Fig. 45.** Les différents horizons des profils de l'amont de la toposéquence de Gundlupet représentés dans le plan défini par le rapport Ki et le taux de fer libre (CBD).



ordonnées. Sur ce graphe, les domaines du « sol rouge » et des arènes du puits GU01 ont aussi été représentés à titre de repères.

L'étude des formes fer (données non présentées ici) a permis de mettre en évidence du fer facilement extractible uniquement dans les horizons rubéfiés; les poches de sol du relief résiduel n'en contiennent pas.

#### (b) COMMENTAIRES

La figure 45 permet de bien différencier les horizons des profils GU00 et GUIN2, arène exceptée, qui se situent dans les domaines définis lors de l'étude du profil GU01, de ceux des profils GUIN et GUIN1 qui s'en écartent. Ce second groupe d'horizons est caractérisé à la fois par une plus faible libération du fer et par une hydrolyse plus poussée des minéraux primaires (rapports Ki plus faibles) que dans les « sols rouges » typiques et leurs arènes.

Les rapports Ki des arènes du haut de la toposéquence indiquent donc une tendance à la monosiallisation (kaolinisation), tendance que l'analyse de la fraction argileuse devrait permettre de vérifier.

### 5.- Déterminations diffractométriques d'argile

#### (a) - DONNEES

Les diffractogrammes obtenus sur la fraction argileuse des arènes des profils GUIN, GUIN1 et GU00 sont reproduits figure 46 et le diagramme de l'arène du profil GU01 à 2 m est rappelé. Des déterminations ont aussi été réalisées pour tous les horizons du profil GU00, mais seul le diagramme de l'horizon 60-100 cm est représenté sur cette même figure.

#### (b) COMMENTAIRES

**Arènes :** l'étude diffractométrique de la fraction argileuse des sols de la toposéquence de Gundlupet a été axée sur les profils situés à l'amont. Elle a permis de confirmer la présence de kaolinite dans les arènes des profils GUIN et GUIN1 et de l'établir pour l'arène du profil GU00 (où elle n'était pas suspectée car le rapport Ki est élevé). Dans la mesure où une estimation semi-quantitative des minéraux est possible d'après les diagrammes, on peut classer les arènes de la façon suivante par rapport à leur richesse en kaolinite :

arène GUIN (55 %) > arène GUIN1 (40 %) > arène GU00 (25 %)

Cette kaolinite donne un pic bien marqué et peu dissymétrique qui ne se déplace cependant pas totalement vers 10 Å au traitement à l'hydrazine. A côté de la kaolinite, on trouve toujours de l'illite et des interstratifiés (10-14Sm); la quantité d'interstratifiés gonflants augmente vers l'aval, viennent s'y ajouter des interstratifiés (10-14V) au niveau de l'arène du profil GU00.

La néoformation de kaolinite la plus marquée intervient donc dans les arènes du relief résiduel où l'on note aussi la densité apparente la plus faible, ainsi qu'une fissuration très développée. Il faut cependant souligner que, même à ce niveau, la néoformation de kaolinite ne contribue pas à augmenter sensiblement le taux d'argile granulométrique qui demeure très faible (1,17 %).

Plus à l'aval, dès les premiers « sols rouges », la moindre teneur en kaolinite et la présence d'interstratifiés gonflants par altération des biotites impriment des caractères différents aux arènes : densité apparente plus élevée et morphologie caractérisée par la création d'un réseau de fissures ouvertes dont les nœuds sont les biotites. Dans ces premiers « sols rouges » il n'y a pas substitution totale d'un type d'argilogenèse à l'autre et la formation des interstratifiés gonflants accompagne (ou se surimpose à) la kaolinisation (résiduelle).

**Horizons rubéfiés :** on retrouve, sur les diagrammes diffractométriques des horizons rubéfiés, les pics très dissymétriques à 3,58 et 7,2 Å, qui correspondaient aux minéraux interstratifiés (7-14Sm) dans le profil GU01.

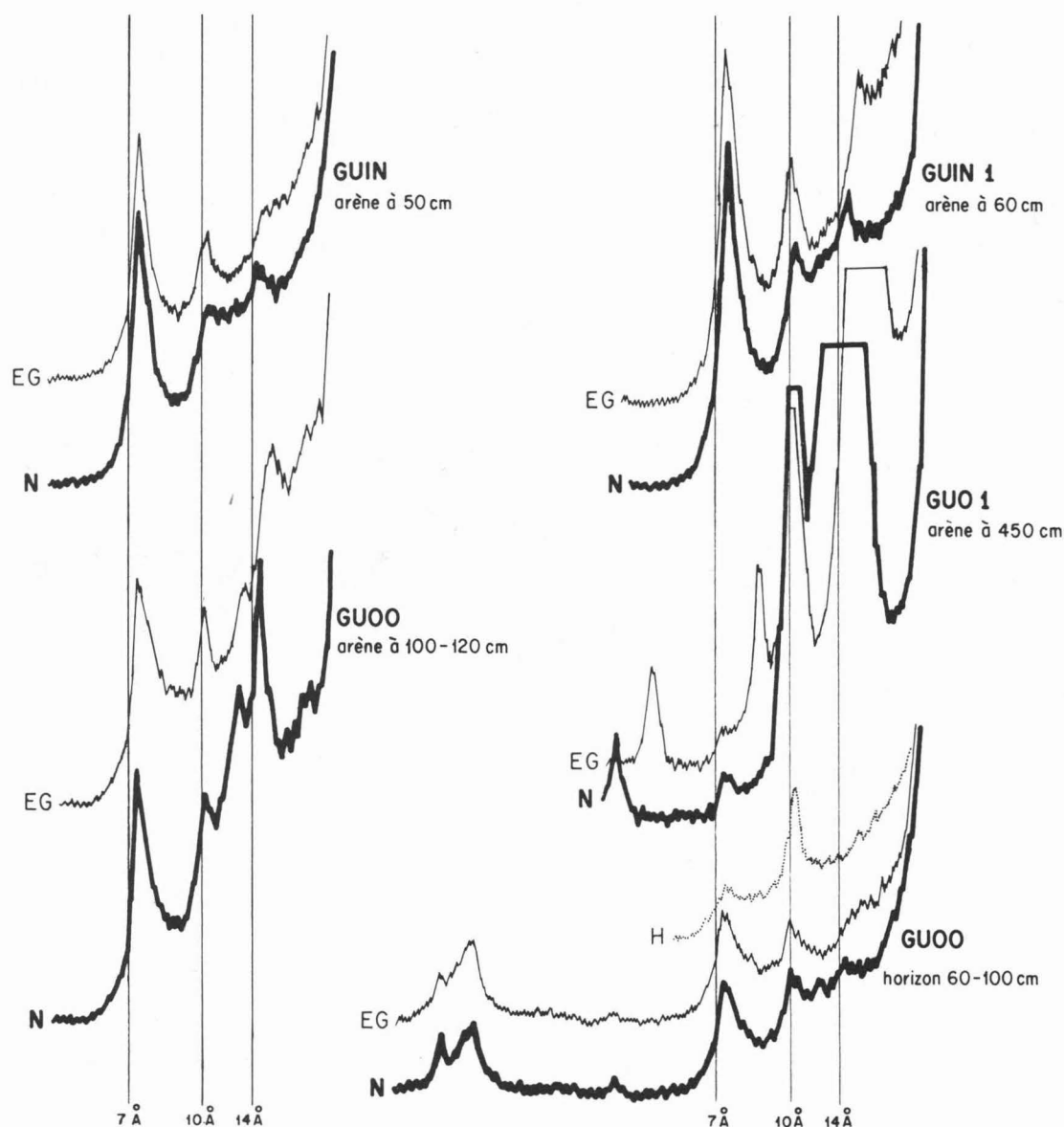


Fig. 46. Toposéquence de Gundlupet, diagrammes diffractométriques des argiles extraites des arènes de gneiss des différents profils de la toposéquence et de l'argile extraite de la partie inférieure de la nappe de gravats du profil GU00 (sur gneiss).

### III — INTERPRETATION DE LA TOPOSEQUENCE

Les principaux aspects morphologiques des sols de cette première toposéquence sont rappelés sur la coupe de la figure 47. L'interprétation des différentes données rassemblées sur ces sols va maintenant être faite en

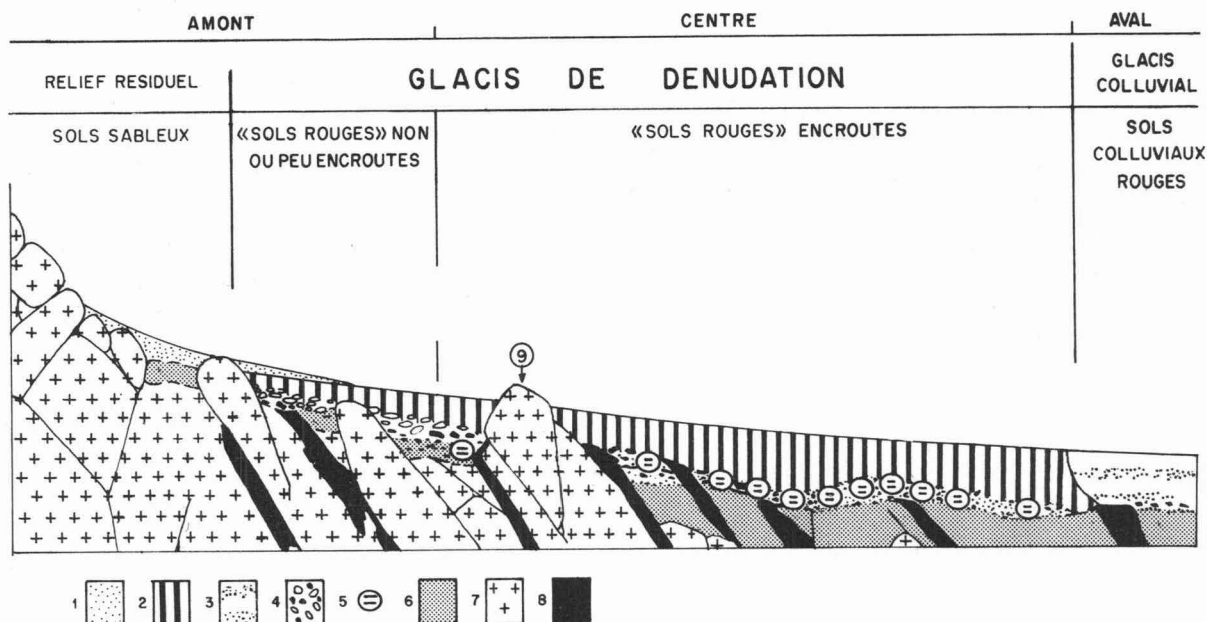


Fig. 47. Coupe de la toposéquence de Gundlupet. Légende : 1 - horizons sableux; 2 - horizons rouges; 3 - colluvions; 4 - nappe de gravats; 5 - nodules calcaires; 6 - arènes du gneiss gris; 7 - gneiss cohérent; 8 - amphibolite; 9 - affleurement rocheux ponctuel en "dos de baleine".

considérant, pour l'ensemble de la toposéquence, les trois rubriques suivantes :

- processus d'altération;
- phénomènes d'encroûtement;
- morphodynamique.

## A - PROCESSUS D'ALTERATION

Les arènes des profils situés à l'amont de la toposéquence sont apparues plus altérées que celles des profils de la partie centrale de la toposéquence. Une zone amont plus altérée que les parties moyennes et basses d'une toposéquence est un fait couramment rapporté par les auteurs ayant travaillé dans la zone semi-aride tropicale d'Afrique de l'Ouest (BOCQUIER, 1971; BOCQUIER *et al.*, 1977; BOULET, 1978). Cette suraltération, terme employé par BOCQUIER *et al.* (1977), est attribuée à un effet local de suralimentation en eau par le ruissellement sur les affleurements, notamment sur les inselbergs. Ici il n'y a pas d'inselberg et la suraltération observée est modérée par rapport à ce qui a été décrit par les auteurs précédemment cités, dont l'un (BOULET, 1978) a observé un véritable sol ferrallitique fonctionnel, à l'amont d'une toposéquence de sols ferrugineux, sous un climat caractérisé par une pluviosité de 900 à 1 000 mm et une saison sèche de 7 mois.

Dans la toposéquence de Gundlupet, la suraltération affecte essentiellement les poches de sols et les arènes du relief résiduel; il est important de souligner que cette suraltération ne concerne que de faibles épaisseurs de matériaux et que les changements chimiques globaux qui en résultent sont modestes (TABL. XIV). Il ne faut

donc pas s'attendre à ce que ce phénomène soit générateur d'effets spectaculaires sur les sols du glacis situés immédiatement à l'aval et c'est bien ce que l'on constate.

Dès les premiers « sols rouges », les choses sont déjà presque rentrées dans l'ordre qui caractérise les « sols rouges » encroûtés typiques décrits aux chapitres précédents. Si l'analyse diffractométrique permet encore de déceler de la kaolinite au niveau de l'arène, la morphologie est déjà celle des arènes smectitiques qui occupent la partie moyenne du glacis.

Le fait que l'arène des premiers « sols rouges » contienne des traces de kaolinite sous l'effet d'une suralimentation en eau minime (dont l'importance exacte reste cependant à évaluer) est un argument en faveur de l'équilibre arène smectitique-conditions climatiques actuelles plus bas sur le glacis. En d'autres termes, si l'arène de la partie moyenne du glacis était héritée d'une période un peu plus humide<sup>1</sup>, elle serait aussi vraisemblablement, plus riche en kaolinite, à l'image de l'arène de ces premiers « sols rouges ».

## B - PHENOMENES D'ENCROUTEMENT CALCAIRE

Il a déjà été souligné que l'encroûtement calcaire est discontinu et lithodépendant dans les premiers « sols rouges » de l'amont alors qu'il est continu dans ceux de la partie centrale du glacis. Dans les sols colluviaux du bas de pente, l'encroûtement calcaire est absent.

La lithodépendance de l'encroûtement au niveau de premiers « sols rouges » prouve que c'est bien l'amphibolite qui joue le rôle de fournisseur principal de calcium pour l'encroûtement. La différence observée ensuite entre l'amont et partie centrale résulte vraisemblablement de phénomènes de redistribution latérale du calcaire sur le versant.

La possibilité de constitution d'un encroûtement calcaire relativement important dans les sols de la partie centrale du glacis a déjà été discutée au chapitre 3. On peut maintenant esquisser un schéma interprétatif de la lithodépendance de l'encroûtement calcaire à l'amont de la toposéquence; schéma basé, ici encore, sur le processus "migration latérale externe" :

— l'amont des premiers « sols rouges » est constitué par le relief résiduel et ses poches de sols acidifiés; cet amont n'est donc susceptible de fournir que des colluvions relativement pauvres en calcium;

— ces colluvions, et les remontées biologiques qui s'y ajoutent, sont soumises, au niveau des premiers « sols rouges », à une lixiviation certainement un peu supérieure à celle des profils typiques situés plus bas;

— les eaux de drainage des premiers « sols rouges » sont donc alors probablement un peu plus abondantes et un peu moins chargées en calcium que celles des « sols rouges » situés dans la partie centrale du glacis. Dans ces conditions, si un front d'accumulation des carbonates se forme, il doit être situé largement en-dessous de la base de la nappe de gravats, sauf au niveau des bancs d'amphibolite grossière où l'altération de la roche contribue à saturer les solutions.

On peut ainsi expliquer l'existence d'un encroûtement en coiffe au-dessus des passages d'amphibolites et d'une accumulation diffuse de carbonates au sein de l'arène du gneiss gris.

---

<sup>1</sup> L'existence d'une période antérieure un peu plus humide que la période actuelle est, il faut le rappeler, l'hypothèse souvent retenue en Inde pour expliquer le profil minéralogique des «sols rouges» (cf. chapitre 4, § V A).

## C - MORPHODYNAMIQUE

Au niveau du versant pris dans son ensemble, l'expression des processus morphodynamiques est beaucoup plus facile à percevoir qu'au niveau d'un profil isolé. L'amont de la toposéquence et le bas de pente permettent de préciser la morphogenèse du versant.

### 1.- Originalité des nappes de gravats à l'amont

Les horizons supérieurs des premiers « sols rouges », recouvrement et nappe de gravats, présentent des caractères particuliers qui dénotent des phénomènes importants de transit de matériaux à la périphérie du relief résiduel. Ces phénomènes sont peut être attribuables à une plus grande efficacité du ruissellement au pied du relief résiduel par suite de l'effet de concentration de l'eau par les roches affleurantes. Il existe de ce fait deux types de nappes de gravats dans la partie "in situ" de la toposéquence :

— le premier, limité à une auréole de faible extension autour du relief résiduel, a les caractéristiques d'un pavage d'érosion;

— le second, qui occupe la majeure partie du versant, apparaît comme le résidu de l'accumulation sur place des éléments les plus résistants du substratum après arénisation et intervention de la faune du sol.

### 2.- Le bas de pente : mise en évidence d'une alternance dissection / accumulation

Si l'on s'intéresse maintenant aux points bas du paysage; on doit tout d'abord souligner que l'importance des dépôts colluviaux observés confirme le rôle important des phénomènes de transport de surface sur les versants.

L'encroûtement calcaire ne s'est pas développé dans ces dépôts colluviaux, pourtant situés à l'aval de sols encroûtés, donc dans une position topographique favorable à l'accumulation des carbonates ou de produits encore plus solubles. L'absence d'encroûtement peut être interprétée comme un signe de jeunesse du matériau colluvial rouge. Dans cette hypothèse, il y aurait une différence d'âge importante entre la partie amont encroûtée de la toposéquence et la partie aval colluviale. Toujours dans cette hypothèse, une phase d'érosion importante aurait débarrassé tout ou partie des sols encroûtés de l'aval avant le dépôt des colluvions, l'aspect uniforme du glacis masquerait donc de profondes différences.

Les caractéristiques des sols de bas de pente sont donc explicables, sans que cela pose de problèmes majeurs d'interprétation, en faisant intervenir des processus morphogénétiques d'entaille et d'accumulation : bilan de dissection alternativement positif, puis négatif.

## IV — SYNTHESE : ENSEIGNEMENTS APPORTES PAR L'ETUDE DE LA TOPOSEQUENCE DE GUNDLUPET

Cette première toposéquence permet de mettre en évidence une succession de processus logiquement ordonnés selon la pente. Une première distinction importante doit être faite entre l'amont et la partie centrale, développés "in situ" et l'aval disséqué, puis colluvionné. De nombreuses précisions supplémentaires peuvent être ensuite apportées (Fig. 48) :

— l'amont est marqué par la suralimentation hydrique. Cela se traduit à la fois par une suraltération (une monosiallisation non négligeable coexiste avec la bisiallisation), par l'absence d'encroûtement calcaire et par le faciès (en "pavage d'érosion") des nappes de gravats.

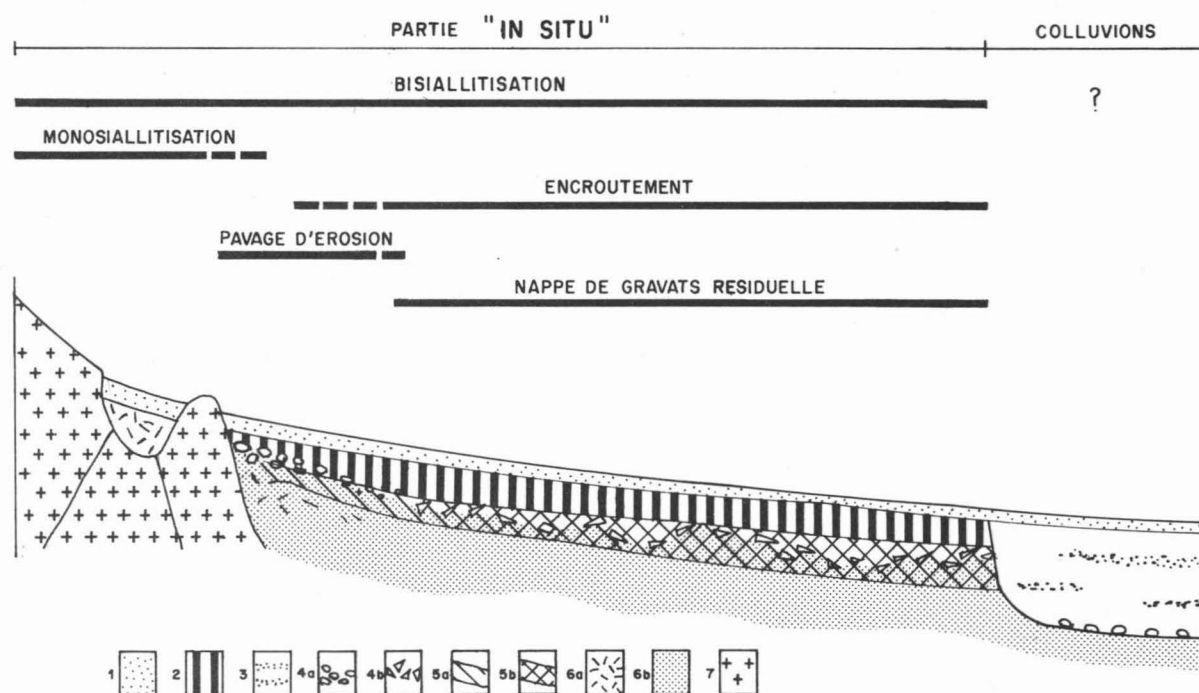


Fig. 48. Toposéquence de Gundlupet : coupe schématique interprétative. Légende : 1 - Voile de recouvrement "en transit"; 2 - horizons rouges; 3 - colluvions; 4a - nappe de gravats, faciès "pavage d'érosion", 4b - nappe de gravats, faciès "résiduel"; 5a - encroûtement calcaire discontinu; 5b - encroûtement calcaire continu; 6a - arènes présentant une monosiallitisatation notable; 6b - arènes présentant essentiellement une bisiallitisatation; 7 - roche saine.

— quand la suralimentation hydrique cesse, c'est-à-dire à quelques dizaines de mètres du relief résiduel, les « sols rouges » apparaissent et, avec eux, l'encroûtement calcaire. Ce dernier est d'abord discontinu au niveau des premiers « sols rouges » pour devenir continu ensuite. Tous les « sols rouges » sont caractérisés par des horizons profonds d'arène formés par bisiallitisatation en ambiance alcaline. Au-dessus, les horizons rouges se forment par transformation du matériau relativement peu évolué de ces arènes, remonté par la faune. La transformation consiste en une poursuite de la bisiallitisatation des minéraux primaires des arènes, accompagnée d'une désilicification lente en ambiance neutre des argiles 2/1 et d'une libération progressive le fer.

— la dissection qui a précédé le colluvionnement, dans la partie aval de la toposéquence, a détruit les sols contemporains de la longue évolution qui caractérise les « sols rouges » du glacis. Les sols colluviaux rouges ne sont constitués que par une accumulation relativement récente de matériau prélevé aux sols du glacis; ils doivent être considérés, malgré leur couleur, comme des *sols peu évolués d'apport*.



## V — CONCLUSIONS

A l'issue de l'étude de cette première toposéquence, **la partie centrale du glacis apparaît comme représentative d'une évolution longue, dans les conditions climatiques actuelles (ou proches des conditions actuelles, sans suralimentation hydrique locale).** Comme c'est aussi, en superficie, l'unité morphopédologique la plus importante; le choix d'un premier puits situé dans cette unité, pour caractériser la pédogenèse régionale, se trouve de ce fait parfaitement justifié : **le puits GU01 est représentatif d'une part importante de la couverture pédologique.**

L'étude de la toposéquence complète a de plus permis de bien le positionner du point de vue pédogénétique.

---

# 6

## Autres toposéquences et sols de la région de Gundlupet

Ce chapitre est consacré à l'étude de sols qui diffèrent des « sols rouges » typiques décrits précédemment, mais qui se situent dans le même contexte géologique et climatique. Pour accéder à une vision plus complète de la couverture pédologique régionale, deux thèmes seront abordés successivement :

- les modalités qui conduisent à des sols très encroûtés;
- les sols bruns des versants affectés<sup>1</sup> par l'érosion.

---

<sup>1</sup> Une zone décapée par l'érosion constitue indiscutablement un endroit où la pédogenèse "recommence"; mais que le décapage de l'ancienne couverture pédologique ait été total est une chose dont il est difficile de s'assurer. Il est de ce fait difficile de souscrire totalement à la théorie selon laquelle les processus pédogénétiques commencent "lorsque débute l'altération de la roche saine et finissent lorsque, le sol étant détruit par l'érosion, la roche saine affleure de nouveau" (BOULAINÉ, 1980). Cette théorie résulte d'une vision catastrophiste (le cycle d'érosion) qui est de plus en plus remise en question par la géomorphologie et la pédologie modernes. Les termes tels que juvénile, mûr et sénile, qui sont étroitement liés à cette vision catastrophiste, seront aussi évités dans ce texte. On peut en effet très bien imaginer, dans le cas général qui est étudié ici, que l'on soit passé des sols ferrallitiques du Tertiaire aux «sols rouges» actuels par des types transition n'impliquant pas de décapage total, mais une évolution avec élimination progressive de l'ancienne couverture pédologique; ceci sera repris en détail plus loin.

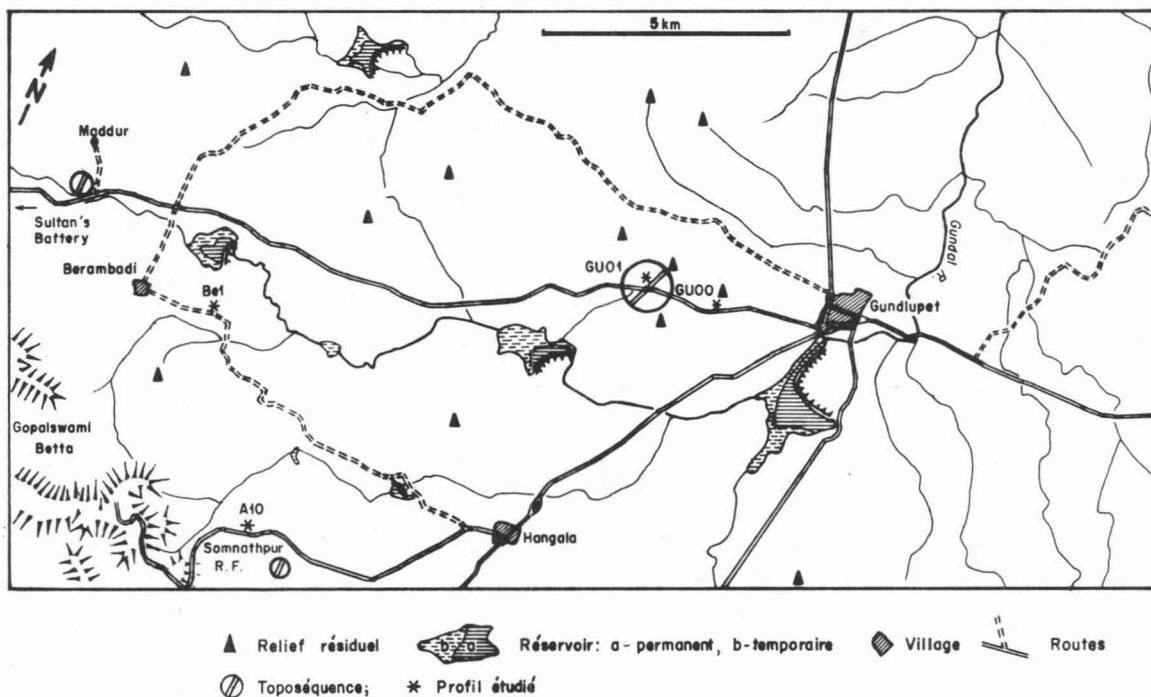


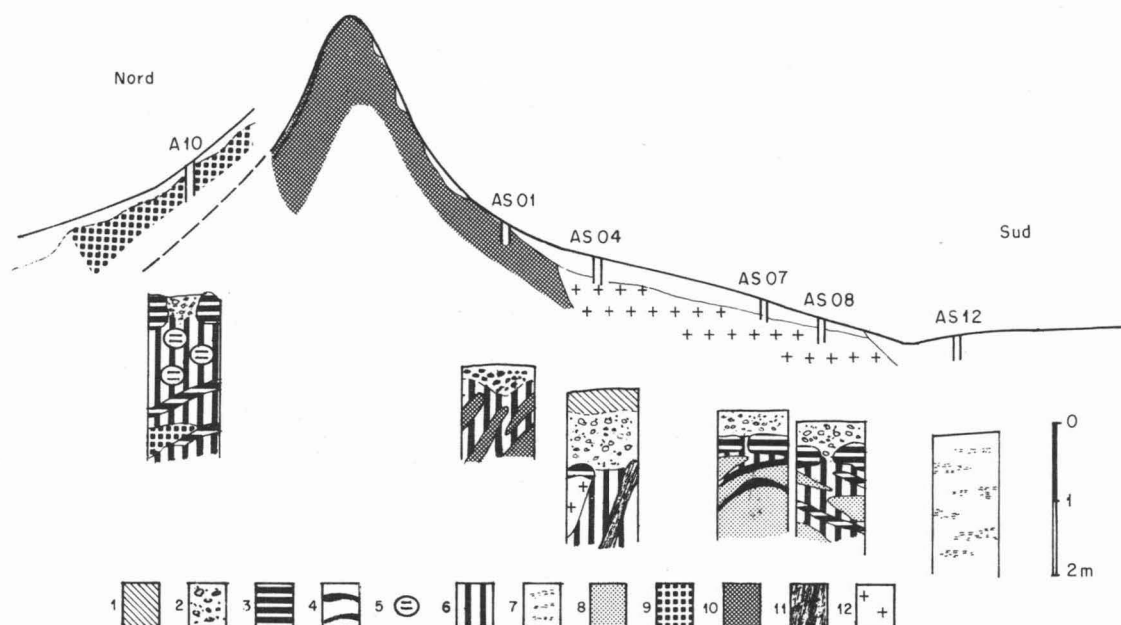
Fig. 49. Schéma de localisation des toposéquences et des points d'étude dans la région semi-aride de Gundlupet.

Le premier thème sera traité à partir de l'étude de la toposéquence de Somnathpur et le second en s'appuyant sur la toposéquence de Maddur. La figure 49 permet de localiser ces différents sites et de les positionner par rapport à la toposéquence de Gundlupet.

## I — SOLS TRES ENCROUTES : LA TOPOSEQUENCE DE SOMNATHPUR

La zone de Somnathpur (Fig. 49) a été choisie à l'issue de l'étude de reconnaissance pour étudier des sols rouges plus encroûtés que ceux qui ont été décrits au niveau de la toposéquence de Gundlupet. Cette zone, qui correspond à une forêt classée (Somnathpur Reserve Forest), est située au pied et à l'est du Gopalswami Betta, petit horst qui culmine à 1 451 m; cette position abritée des vents d'ouest entraîne peut-être une réduction très locale la pluviosité, mais aucun enregistrement n'est disponible.

Les sols étudiés (Fig. 49 et 50) sont situés de part et d'autre d'une crête peu marquée, allongée est-ouest, formée par une bande d'amphibolites. Les glacis des versants sud et nord présentent des encroûtements très développés. Le glacis du sud s'étend principalement sur gneiss, c'est celui sur lequel est localisée la toposéquence principale longue de 500 m. Sur le versant nord, un profil a été décrit sur amphibolite dans la partie haute du glacis.



**Fig. 50.** Coupe de la toposéquence de Somnathpur avec localisation des observations pédologiques.  
Légende : 1 - horizons A; 2 - nappe de gravats; 3 - croûte calcaire (massive ou lamellaire); 4 - pellicule rubanée; 5 - nodules calcaires; 6 - horizons B rouges; 7 - sols colluviaux; 8 - arène cohérente de gneiss; 9 - arène d'amphibolite grossière; 10 - amphibolite fine; 11 - arène de schiste; 12 - gneiss "sain".

La pente générale du versant sud est relativement importante ( $4^\circ$ ); le profil topographique de détail présente deux ruptures de pente. Tout le versant a été replanté récemment par les services forestiers en espèces arbustives fourragères, ces travaux ont été précédés d'un sous-solage sur la ligne de plantation dans les zones encroûtées du versant.

## A - ETUDE MORPHOLOGIQUE DES PROFILS

### 1.- Profil au niveau de la crête d'amphibolite

Le profil AS01 correspond à une fosse ouverte en haut de versant; la roche délitée en plaques, mais faiblement altérée, est présente à faible profondeur; de nombreuses lames d'amphibolite ayant la morphologie des "pénitents rocheux" décrits par DEMANGEOT (1975 *a*) affleurent dans cette partie du versant. La roche est une amphibolite à grain fin, à nombreux plagioclases, du type de celle qui s'altère difficilement au niveau de la coupe du puits GU01.

#### (a) - DESCRIPTION DU PROFIL AS01

0 - 25 cm	Horizon A; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 3/3 sec); humifère; 65 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers d'amphibolite altérée; structure polyédrique subanguleuse nette de 12 mm; cohérent, plastique, fragile; texture limono-sableuse; très poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition irrégulière sur 5 cm.
25 - 100+ cm	Horizon AC; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 3/4 sec); peu humifère; plus de 90 % d'éléments grossiers, cailloux, blocs et graviers d'amphibolite peu altérée; terre fine entre les éléments grossiers de texture sablo-limoneuse; très poreux; nombreuses racines fines et moyennes.

## (b) - INTERPRETATION

Ce profil est celui d'un sol peu évolué qui serait à rapprocher des *sols bruns eutrophes tropicaux* de la classification CPCPS. Il présente un début de rubéfaction, mais aucune trace de carbonates.

**2.- Profils à encroûtement calcaire du versant sur gneiss**

Trois profils, présentant des degrés divers d'encroûtement, ont été décrits sur le versant sud; de l'amont vers l'aval ils ont été désignés par les noms AS04, AS07 et AS08. La roche mère est partout constituée de gneiss leucocrate contenant diverses inclusions.

## (a) - VARIATIONS DE L'ENCROûTEMENT LE LONG DU VERSANT

Le premier des trois profils, AS04, présente de nombreux points communs avec le profil GU00 de la toposéquence de Gundlupet : l'encroûtement est discontinu, limité au gneiss riche en amphiboles et aux passées schisteuses. On retrouve à nouveau bien exprimé le caractère lithodépendant de l'encroûtement en haut du glacis. La nappe de gravats est ici aussi très importante et a probablement pour origine un ancien pavage d'érosion.

Les deux profils suivants, AS07 et AS08, sont assez semblables du point de vue du développement de l'accumulation calcaire et présentent tous deux une croûte dure, sub-superficielle, discontinue et lapiézée, passant en profondeur à des encroûtements d'arènes. Dans les deux cas, le « sol rouge » est réduit à l'épaisseur des horizons meubles au-dessus et entre les blocs de croûte, c'est à dire à une quarantaine de centimètres.

Seul le profil situé à mi-pente, AS07, sera décrit en détail ici.

## (b) - DESCRIPTION DU PROFIL AS07

0 - 30 cm	Horizon A; sec; brun-rougeâtre foncé (5 YR 3/3 sec); organique; 10 % d'éléments grossiers, graviers de quartz émoussés; massif; cohérent, peu plastique, fragile; texture limono-sableuse; peu poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition irrégulière en moins de 1 cm.
30 - 50 cm	Blocs de croûte calcaire blanche lapiézée, à nombreux nodules roses; transition régulière en 2 cm.
50 - 70 cm	Encroûtement calcaire blanchâtre incluant de nombreux fragments de gneiss de la taille des graviers; transition irrégulière en 1 cm.
70 - 150 cm	Gneiss peu altéré, leucocrate, comprenant quelques amphiboles et grenats; le gneiss est divisé en plusieurs plaques épaisses sub-parallèles à la surface du sol; la surface de chaque plaque, à 80, 100 et 120 cm est recouverte d'une pellicule calcaire rubanée de quelques millimètres d'épaisseur; entre les plaques de gneiss à 70 et 95 cm, matériau de remplissage terreux brun rougeâtre foncé (5 YR 3/4 sec) contenant de nombreux éléments calcimagnésiques secondaires en pseudomycélium.

## (c) - INTERPRETATIONS

Le "placage", dans la partie moyenne du glacis, d'un encroûtement calcaire important sur l'arène d'un gneiss qui contient relativement peu de calcium peut difficilement s'expliquer par l'altération *in situ* de la roche; il faut bien admettre que l'apport latéral est prépondérant ici pour la fourniture du calcium nécessaire à l'encroûtement. On trouve ainsi réunies sur le versant sud trois situations :

— sol non encroûté développé sur roche riche en calcium au niveau du relief résiduel; l'encroûtement ne se développe pas, le calcium libéré par l'altération est donc exporté;

— sol encroûté uniquement au niveau des passages de la roche riches en calcium (amphiboles) en haut du glacis; l'encroûtement est alors lithodépendant;

— sol encroûté, quelle que soit la roche, dans la partie moyenne du glacis; l'encroûtement se forme alors par accumulation latérale.

Selon le raisonnement qui a été développé à l'issue du troisième chapitre, la partie supérieure de l'encroûtement se trouve partout à trop faible profondeur pour pouvoir correspondre à une zone active de précipitation des carbonates; l'aspect lapiézé de la croûte suggère d'ailleurs que ce sont plutôt des phénomènes de dissolution qui interviennent à proximité de la surface. L'encroûtement s'est donc probablement formé dans un sol beaucoup plus épais que celui que l'on observe aujourd'hui et ce sol a ensuite été fortement tronqué par l'érosion.

L'encroûtement calcaire revêt des formes multiples, aussi bien au niveau de l'ensemble du versant, qu'à celui d'un profil pris isolément : croûte compacte à nodules, plus ou moins développée, mais présente dans les trois profils; pellicule rubanée selon la terminologie de RUELLAN (1971) dans les fissures de la roche du profil AS07; encroûtement lamellaire dans l'arène du profil AS08; rognons calcaires se développant au niveau des passées schisteuses de la roche du profil AS04. L'étude micromorphologique essayera de préciser les relations entre les différentes formes identifiées au niveau du profil AS07.

### 3.- Profil dans les colluvions de bas de pente

Un profil (noté AS12 sur la figure 50) a été ouvert dans la zone aval dont il sera juste fait mention pour signaler que le sol est de couleur rouge et qu'il est développé dans des colluvions de bas de pente sur plus de 170 cm d'épaisseur. Ici encore, une phase de dépôt a succédé à une entaille en position de bas de pente; l'entaille a probablement détruit l'encroûtement du bas de pente alors que, plus haut sur le versant, seuls les horizons supérieurs meubles étaient enlevés.

### 4.- Profil à croûte calcaire du versant sur amphibolite

Le profil A10 a été décrit à la faveur d'un fossé profond situé dans la partie haute du versant nord (ce type de fossé, destiné à protéger les terres cultivées de l'incursion des éléphants sauvages, est très fréquent à la limite du domaine forestier). La roche mère est ici une amphibolite à grain grossier et feldspaths très rares.

#### (a) - DESCRIPTION DU PROFIL A10

0 - 40 cm	Blocs de croûte calcaire rose disloquée entre lesquels se trouve la nappe de gravats.
0 - 40 cm	Nappe de gravats; sec; brun-rougeâtre foncé (5 YR 3/3 sec); peu organique; 80 % d'éléments grossiers, graviers de quartz émoussés; massif; cohérent, plastique, fragile; texture argilo-sableuse; très poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition discontinue brutale.
40 - 120 cm	Horizon B21k à encroûtement nodulaire; sec; brun-rougeâtre foncé (5 YR 3/4 sec); non organique; 50 % d'éléments calcimagnésiques sous forme de nodules irréguliers; massif; peu cohérent, plastique, très fragile; texture argilo-limono-sableuse; très poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 5 cm.
120 - 150 cm	Horizon B22k à encroûtement lamellaire; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 3/4 sec); massif; peu cohérent, plastique, très fragile; texture limono-sableuse; très poreux; racines fines et moyennes; transition régulière en 15 cm.
150 - 200+ cm	Horizon Ck à encroûtement calcaire lamellaire blanchâtre; arène d'amphibolite; sec; vert olive (5 Y 5/4); à nombreux remplissages brun foncé (7,5 YR 4/4); massif; peu cohérent; non plastique; texture sableuse à sable grossier; quelques racines; poreux.

#### (b) - INTERPRETATIONS

Bien que situé relativement haut sur le versant, dans une position équivalente à celle du profil AS04 (Fig. 50), ce profil est très semblable, du point de vue du développement de l'accumulation calcaire, au profil AS07 de la partie moyenne du versant sur gneiss. Le développement important de l'accumulation calcaire a été facilité ici par la richesse de la roche mère en calcium et par son arénisation importante.



## B - ASPECTS MICROMORPHOLOGIQUES DE L'ENCROUTEMENT ET DE SES RAPPORTS AVEC LA ROCHE

### 1.- Description de lames minces du profil AS07

Des lames minces ont été confectionnées à partir de quatre prélèvements situés :

- le premier, à la base de la croûte nodulaire (50 cm),
- les deux suivants au niveau des pellicules rubanées sur dalles de gneiss à 100 et 120 cm,
- et enfin le dernier dans l'arène du gneiss à 150 cm.

#### (a) - L'ARENE DU GNEISS

L'altération des minéraux, notamment des feldspaths, est plus poussée ici que dans les arènes observées précédemment et d'abondantes paillettes de séricite sont visibles dans certains plagioclases; il s'agit d'un fait nouveau qui préfigure l'altération des zones un peu plus humides. Cette séricitisation est surtout importante dans l'arène profonde, à 150 cm.

#### (b) - L'ENCROUTEMENT CALCAIRE

Les différents faciès micromorphologiques de l'encroûtement sont :

— **les calcitanes** : la micro-porosité de l'arène est envahie, à toutes les profondeurs (Pl. XIII, photo 61), par des calcitanes de sparite. Ce premier type d'encroûtement est général, il correspond à un fonctionnement vadose strict et semble avoir précédé les autres.

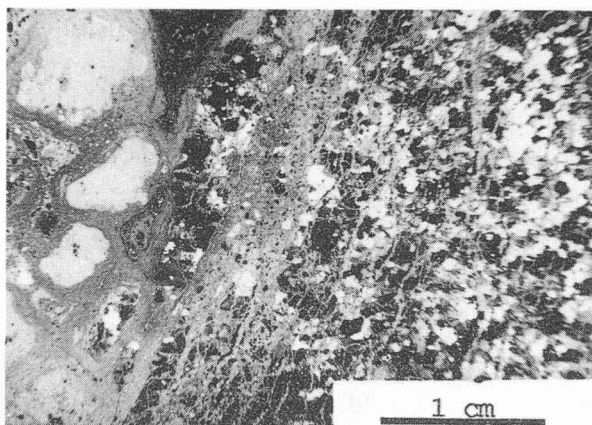
— **l'encroûtement micritique** : ce type d'encroûtement devient la règle quand des fissures de dimensions importantes sont envahies par des apports extérieurs. Dans cet encroûtement, on observe des structures laminaires fréquentes autour des lithoreliques qui ont été remaniées lors du remplissage des fissures. Des vides résiduels fermés subsistent au sein de l'encroûtement micritique et sont peu à peu colonisés par un réseau de cloisons constituées de calcite aciculaire déposée sur une trame biologique, ce réseau sert ensuite de support à la cristallisation de microsparite (Pl. XIII, photos 64 et 65).

— **les nodules de microsparite** : ces nodules semblent résulter de la digestion (  pig  nie très ponctuelle) des lithoreliques incluses dans l'encroûtement micritique, ils ne présentent jamais d'organisations concentriques ou de cortex. Les lames minces prélevées à 50 et à 100 cm montrent des nodules de micro-sparite emballés dans de la micrite à structures laminaires. Dans la lame mince correspondant à la profondeur 50 cm (Pl. XIII, photo 61 et schéma d'interprétation) les lithoreliques (A) sont relativement abondantes dans la micrite (m) et limitées à quelques fragments minéraux au sein des nodules (n) de microsparite, des stades intermédiaires (E) entre lithorelique et nodule ont été distingués. Dans le détail (Pl. XIII, photo 62), la forme des nodules est très irrégulière et les lamines de micrite n'épousent que très grossièrement les irrégularités extérieures des nodules.

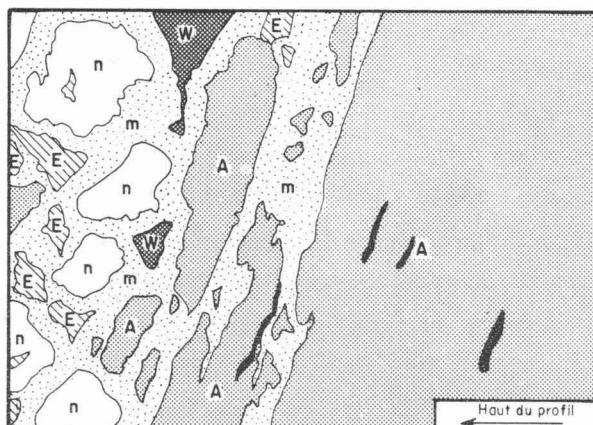
— **les voiles stromatolithiques** (VERRECHIA et FREYTET, 1987) : ils représentent généralement une organisation particulière de l'encroûtement micritique en bordure des fissures ouvertes et forment l'essentiel des "pellicules rubanées" (RUELLAN, 1971) de la description macromorphologique. Observée à très fort grossissement, la partie des voiles qui borde le vide paraît localement constituée d'amas cristallins en forme d'oursins (Pl. XIII, photo 63) du type de ceux décrits par NAHON *et al.* (1980).

### 2.- Interprétations

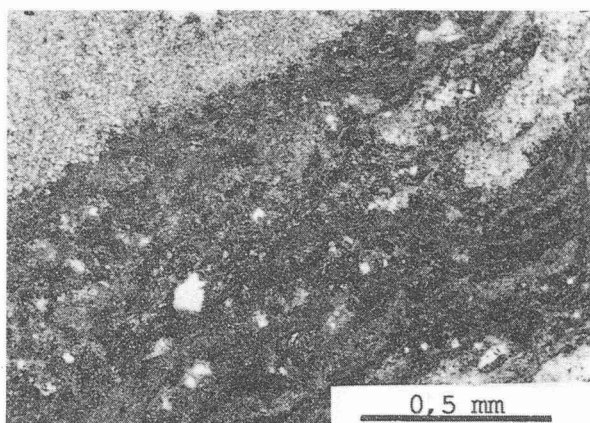
Dans une première phase de fonctionnement vadose, l'encroûtement a pénétré l'arène sous forme de calcitanes sparitiques qui ont occupé, partiellement, la porosité existante (qu'ils ont peut-être aussi contribué à élargir).



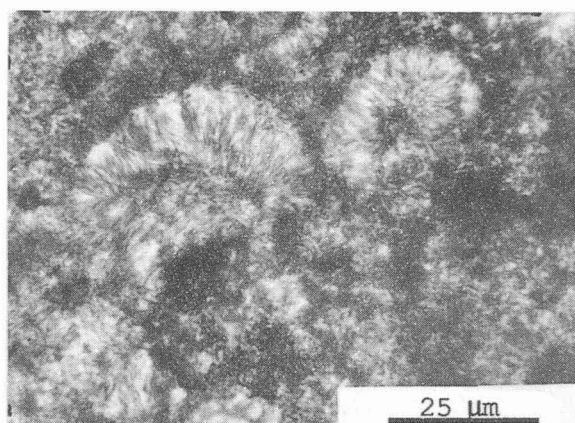
**Photo 61** : macrophotographie d'une lame mince à 50 cm, L.P.A.



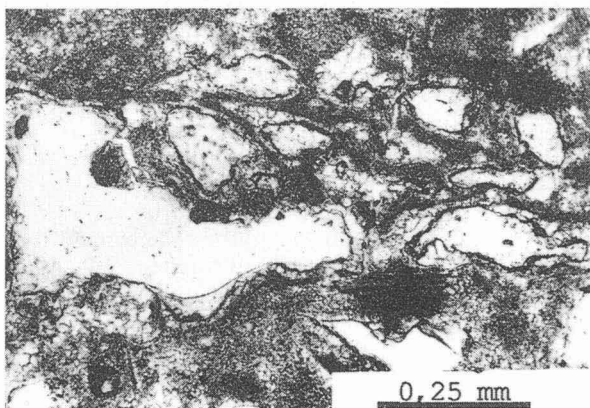
(61) A - arène du gneiss (avec calcitane), fissures en noir. E - fragments d'arène en voie de "digestion"; W - porosité résiduelle de la micrite; m - micrite; n - nodule;



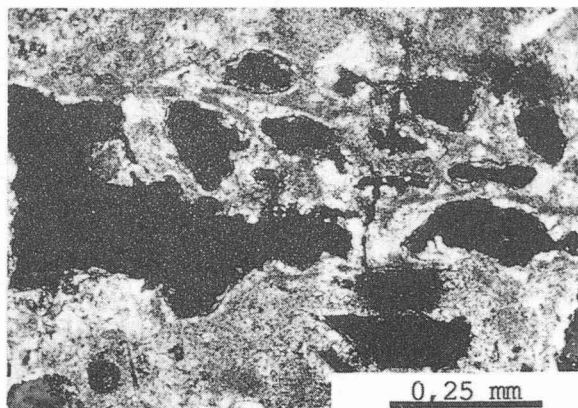
**Photo 62** : détail de la limite entre un nodule de sparite (en haut à gauche) et l'encroûtement micritique à 50 cm, L.P.N.A.



**Photo 63** : formes en oursins (aragonite ?) dans la pellicule rubanée à 100 cm, L.P.N.A.



**Photo 64** : cristallisations de calcite sur trame biologique dans la porosité résiduelle de l'encroûtement micritique à 120 cm, L.P.N.A.



**Photo 65** : même vue que 64, L.P.A.

**PLANCHE XIII** : Profil AS07, aspects micromorphologiques de l'encroûtement.

Des plaques d'arène de un à plusieurs décimètres d'épaisseur, séparées par des fissures sub-parallèles à la surface du sol, se sont ensuite écartées. L'espace entre les plaques a été envahi par des boues micritiques : phase de fonctionnement phréatique. Les vides les plus larges ont aussi été partiellement remplis par des venues de matériau terreux rouge.

Les boues micritiques comprennent à l'origine de nombreux fragments de roche; ces fragments, qui se retrouvent ensuite au sein d'une structure calcaire rigide, sont alors digérés et probablement sont-ils à l'origine des formes en nodules que l'on observe dans les encroûtements micritiques.

Au voisinage des vides ouverts vers l'extérieur, l'encroûtement s'est organisé en pellicule rubanée très dure qui paraît ainsi recouvrir les plaques de gneiss.

Pas plus que celui de la coupe du puits GU01, l'encroûtement calcaire de la séquence de Somnathpur n'épigénise la roche dans son ensemble comme cela a été décrit ailleurs (MILLOT, 1980, 1983; MILLOT et PAQUET, 1987); les seuls indices d'épigenèse relevés l'ont été au niveau de petits fragments rocheux déplacés et emballés dans les remplissages micritiques.

## C - CARACTERISATION DES ARGILES

Des analyses complètes ont été réalisées pour l'ensemble des profils, la présentation de toutes les données serait fastidieuse et apporterait peu de renseignements nouveaux. Ce paragraphe sera donc limité à l'exposé de quelques résultats ayant trait à la détermination des minéraux argileux.

### 1.- Données

Les diffractogrammes des analyses d'argile des profils AS04 et A10 sont reproduits figure 48. Une étude au MET et des microanalyses au STEM ont été réalisées sur l'argile de l'arène profonde de l'amphibolite du profil A10 qui apparaissait comme une smectite pure d'après le diagramme de diffraction. La morphologie de cette smectite est illustrée par les photos de la figure 52, les résultats des différentes microanalyses réalisées sur des particules de cette smectite sont donnés dans le tableau XV (après correction des résultats en tenant compte des analyses du témoin de la phlogopite de Madagascar).

Tableau XV  
Profil A10 : analyses réalisées sur des particules d'argile de l'arène à 200 cm

N° d'analyse	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	Taille et forme de la particule analysée
<i>Analyses ponctuelles (250 Å<sup>2</sup>)</i>										
CRO1	63,70	2,11	25,93	0,32	0,00	5,20	2,75	0,00	0,00	zone à lattes
CRO2	61,15	1,90	26,56	0,00	0,00	7,71	2,68	0,00	0,00	zone en voile
CRO3	56,74	5,13	21,97	0,00	0,00	12,31	3,84	0,00	0,00	latte
CRO4	65,06	0,24	28,95	0,00	0,00	4,73	1,01	0,00	0,00	voile
CRO5	61,04	0,81	27,87	0,77	0,00	7,07	2,44	0,00	0,00	voile
CRO6	59,46	1,68	26,82	0,13	0,00	9,59	2,33	0,00	0,00	voile enroulé
CRO7	57,02	4,52	26,60	0,00	0,00	9,31	2,56	0,00	0,00	latte
CRO8	65,27	1,84	27,07	0,00	0,00	5,57	0,25	0,00	0,00	voile
CRO9	69,06	0,80	20,59	0,40	0,00	7,54	1,61	0,00	0,00	latte
CR10	63,81	0,00	28,34	0,00	0,00	7,32	0,54	0,00	0,00	latte

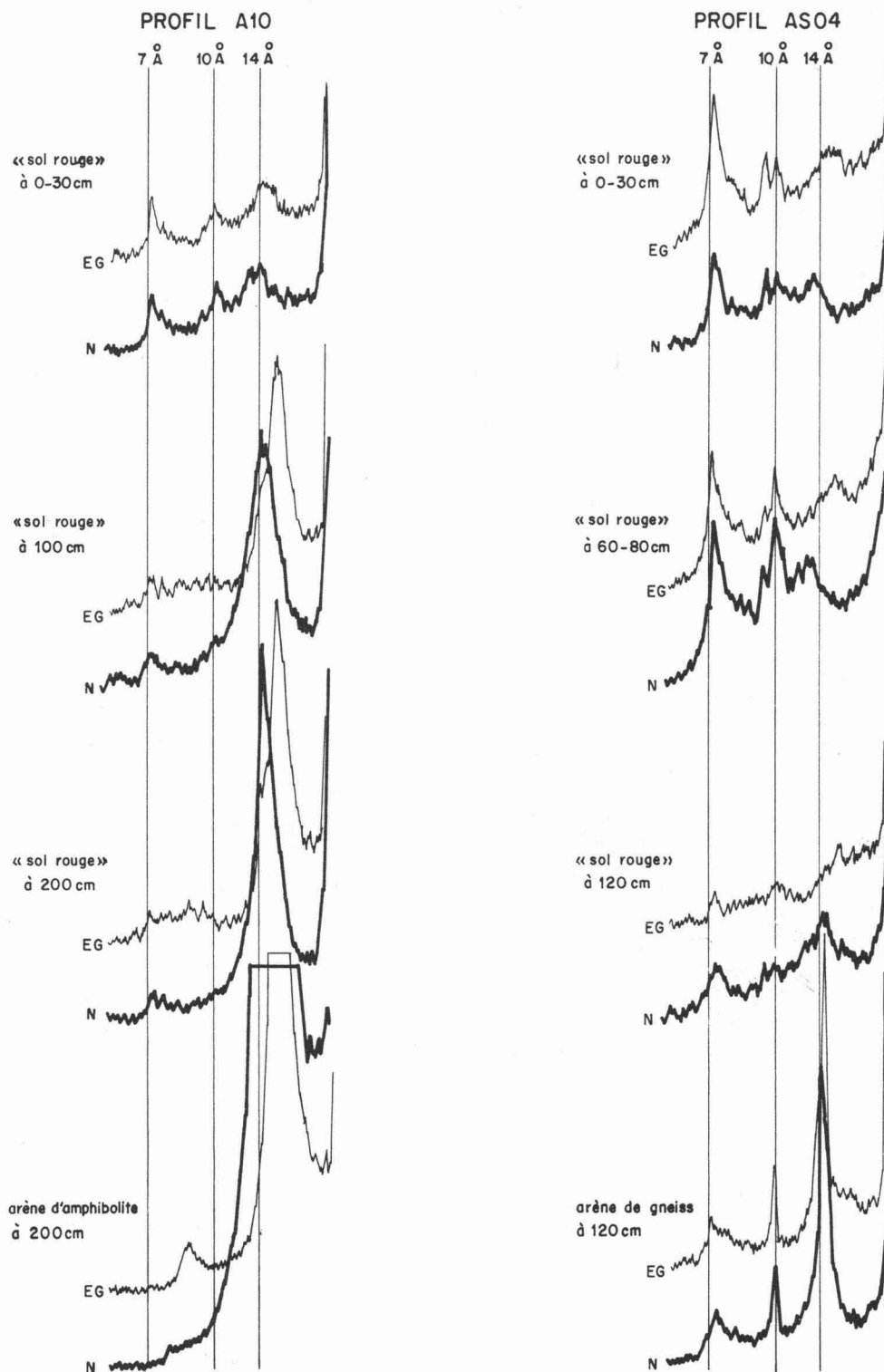


Fig. 51. Sols encroûtés de Somnathpur : diagrammes diffractométriques réalisés sur la fraction argileuse des différents horizons des profils AS04 et A10.

## 2.- Interprétations

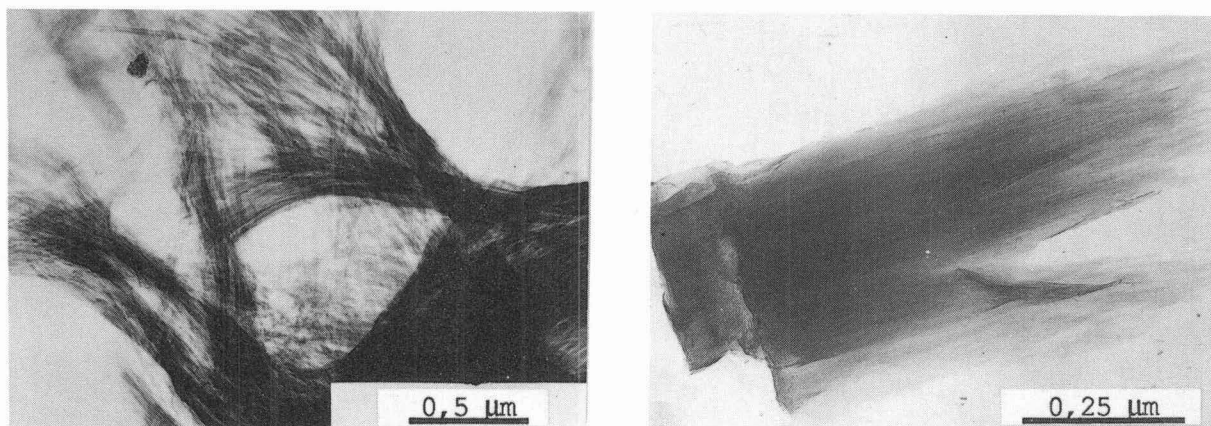
L'interprétation des diagrammes diffractométriques permet de retrouver ici, peu modifié, le cortège argileux qui a été identifié au niveau du « sol rouge » typique du puits GU01 :

— la smectite ou les interstratifiés gonflants sont dominants dans la fraction argileuse des arènes; s'y ajoutent, au niveau de l'arène du profil AS04, de la vermiculite en faible quantité ainsi que du talc, vraisemblablement hérité des filons de roche schisteuse qui traversent le profil.

— la fraction argileuse des horizons rubéfiés présente un mélange plus complexe de minéraux où des édifices interstratifiés (7-14Sm) reconnaissables à leur pic très dissymétrique à 7,2 Å voisinent avec de l'illite et des interstratifiés gonflants (10-14Sm). Dans le cas du profil A10, l'horizon rubéfié supérieur contient aussi une quantité appréciable de chlorite.

L'étude détaillée de la smectite pure de l'arène d'amphibolite a apporté quelques précisions inattendues :

— l'examen morphologique de cette smectite permet de reconnaître un faciès à lattes (ou fibreux) fréquent (figure 52A), mais les diagrammes diffractométriques sont bien ceux d'une argile phylliteuse gonflant à 17,8 Å à l'éthylène glycol et se fermant à 10 Å au chauffage. A côté des formes en lattes, on retrouve en assez grande abondance des particules à morphologie plus classique de voile; certaines particules, rares, présentent la double morphologie (Fig. 52B).



**Fig. 52.** : Profil A10 : morphologie en microscopie électronique de la smectite fibreuse prélevée au niveau de l'arène d'amphibolite à grain grossier à 200 cm. A - Aspect fibreux de la smectite vue au MET (Cliché Ph. KARCHER); B - Particule sur laquelle ont été réalisées les analyses CRO1 (zone à lattes à droite du cliché) et CRO2 (zone en voile à gauche), (Cliché STEM : G. EHRET).

— les microanalyses montrent qu'il s'agit d'une argile pratiquement sans aluminium, ayant un taux très élevé de silice. Les analyses n°CRO1 et CRO2, réalisées sur la même particule (Fig. 52B), la première dans la zone à lattes et la seconde dans la zone en voile, ne font apparaître aucune différence de composition chimique importante liée à la différence morphologique.

Le calcul d'une formule structurale, en considérant que cette argile a un feuillet 2/1 et que le fer est sous forme  $\text{Fe}^{+++}$ , conduit aux résultats suivants pour la demi-maille :

$(\text{Si}_{4,00} \text{Al}_{0,02} \text{Fe}_{1,40}) (\text{Mg}_{0,45} \text{Ca}_{0,07})$  pour l'analyse n°CRO4, les charges n'étant pas équilibrées;

$(\text{Si}_{3,87} \text{Al}_{0,13}) (\text{Ti}_{0,01} \text{Fe}_{1,31}) (\text{Mg}_{0,93} \text{Ca}_{0,16})$  pour l'analyse n°CRO6, les charges étant équilibrées.



Ces deux analyses représentent le 1<sup>er</sup> et le 3<sup>e</sup> quartile de la série d'analyses effectuées, classées dans l'ordre décroissant du taux de silice. Si, à l'aide du diagramme de STUCKI (1988) reproduit figure 53, on compare les formules obtenues aux formules théoriques des minéraux 2/1 ferrifères caractéristiques, on constate qu'elles se situent à proximité du plan défini par les formules de la pyrophyllite, de la ferripyrophyllite et de la montmorillonite (substitution octaédrique). Ces argiles ne sont pas des nontronites en raison de l'absence de substitution tétraédrique et les minéraux connus dont elles se rapprochent le plus sont les **ferripyrophyllites**.

Les minéraux étudiés par CHUKROV *et al.* (1979), qui ont servi à définir la ferripyrophyllite, étaient des minéraux ayant peu ou pas de magnésium structural et dont les propriétés de gonflement naturel par hydratation, ou artificiel sous l'effet des polyalcools, se sont révélées variables d'un échantillon à l'autre (cf. aussi NEWMAN et BROWN, 1987). Le gonflement, souvent partiel, sous l'effet des polyalcools a été interprété par ces auteurs comme l'indice d'une interstratification entre un minéral non gonflant du type pyrophyllite ferrifère, pour lequel a été créé le terme ferripyrophyllite, et un minéral gonflant de type smectite. Ici les propriétés de gonflement sont celles d'une véritable smectite et le traitement à l'éthylène glycol ne fait apparaître aucun indice d'interstratification.

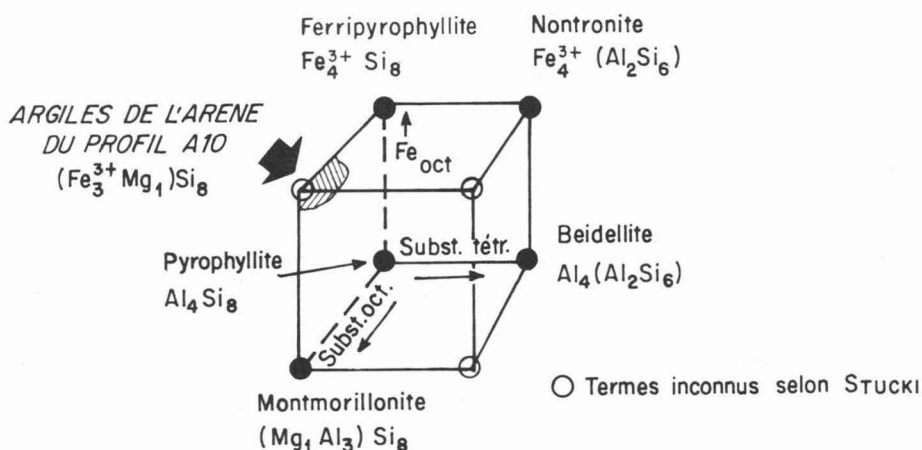


Fig. 53. Place des argiles de l'arène d'amphibolite du profil A10 dans un diagramme montrant les différentes possibilités de constitution de la maille des smectites di-octaédriques. (Source : J. W. STUCKI, 1988.)

Il n'y a donc vraisemblablement pas de véritable ferripyrophyllite dans cet échantillon d'arène, mais une argile très particulière qui semble correspondre à des minéraux considérés comme inconnus par STUCKI (*theoretical but unknown end-members*, p. 627).

## D - INTERPRETATIONS D'ENSEMBLE

L'étude détaillée de la toposéquence de Somnathpur a permis de mettre en évidence, ou de confirmer, deux points importants :

- même sur roche basique telle que l'amphibolite, il existe à l'amont de la toposéquence une zone d'où le calcium est exporté;

- le calcium s'accumule plus bas sur le versant sous la forme d'un imposant **encroûtement**. Cet encroûtement n'épigenèse ni la roche, ni son arène, car de nombreux déplacements précèdent l'arrivée des carbonates.



A côté de cela, il faut signaler qu'une smectite particulière se forme au niveau de l'altération d'une amphibolite grossière. Il est hautement probable que les caractères très singuliers de cette smectite sont induits par la composition chimique de la roche mère et notamment par son très faible taux d'aluminium.

## II — SOLS BRUNS DES VERSANTS AFFECTES PAR L'EROSION : LA TOPOSEQUENCE DE MADDUR

La séquence choisie est située à proximité du village de Maddur à 15 km à l'ouest de Gundlupet (Fig. 49); c'est une tranchée de protection anti-éléphants qui en a permis l'observation et la description sur 180 m. Cette séquence est localisée sur un versant dont la couverture pédologique a été tronquée par l'érosion, aussi permet-elle de caractériser les sols dans les situations où le bilan morphogénèse-pédogénèse a été défavorable à la pédogénèse. Sur les 180 m décrits, seuls les 80 m situés à l'amont sont représentés sur la figure 54, le bas de pente étant occupé par des sols à caractères vertiques entre 0 m (niveau du talweg) et 103 m.

La pluviosité au niveau de la toposéquence de Maddur est probablement un peu plus importante qu'à Gundlupet; il n'existe pas d'enregistrement pluviométrique à proximité et, d'après les données générales exposées au second chapitre, on peut l'estimer à 850 mm. Les sols qui seront présentés maintenant se forment donc dans des conditions d'alimentation hydrique légèrement plus importante que ceux qui ont été étudiés précédemment.

### A - ETUDE MORPHOLOGIQUE

La morphologie de la séquence est résumée par le schéma détaillé de la coupe (Fig. 54). La nappe de gravats est plus ou moins développée le long du versant; sa morphologie — fauchage à contre pente — et sa composition — mélange des différentes roches de la coupe — dénotent une mise en place identique à celle qui a été décrite au niveau du puits GU01. On retrouve aussi la plupart des roches déjà rencontrées; s'y ajoute un micaschiste.

Cinq profils (AT23, AT27, AT30, AT40 et T01) ont été décrits et analysés le long de cette coupe (localisation figure 54); à titre d'exemple, la description de l'un d'eux (AT30) est donnée ci-dessous. Il s'agit d'un sol correspondant au *sol brun eutrophe tropical* de la classification CPCS.

#### 1.- Description du profil AT30

0 - 35 cm	Horizon A; sec; brun foncé (7,5 YR 4/4 sec); humifère; 15 % d'éléments grossiers, cailloux de quartz; structure massive; cohérent, peu plastique, fragile; texture limono-sableuse; poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière sur 2 cm.
35 - 55 cm	Nappe de gravats; sec; brun foncé (7,5 YR 4/4 sec); peu humifère; 70 % d'éléments grossiers, cailloux, blocs et graviers de quartz non altéré, de quartz ferruginisé et de roche riche en minéraux ferromagnésiens, très altérée; terre fine entre les éléments grossiers de texture limono-sableuse; très poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière sur 5 cm.
55 - 80 cm	Horizon BC; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 3/4 sec); non humifère; 15 % d'éléments grossiers, cailloux et blocs de gneiss altéré; structure polyédrique subanguleuse peu nette de 8 mm, texture argilo-sableuse; très poreux; racines fines et moyennes; transition irrégulière sur 15 cm.
80 - 165+cm	Horizon C, arène plus ou moins transformée; sec; brun (10 YR 5/4 sec); sans éléments grossiers; texture sablo-limoneuse; très poreux; quelques racines fines; nombreux revêtements complexes brun rougeâtres dans la macro-porosité.

## 2.- Variations observées le long du versant (Fig. 54)

Par rapport au sol représenté par le profil AT30, les variations enregistrées dans la partie amont de la séquence portent sur deux points principaux :

— l'existence, l'épaisseur, la couleur et la structure des horizons BC sous la nappe de gravats : l'horizon B est en effet inexistant et l'horizon humifère est directement en contact avec la nappe de gravats. Quand un horizon BC se développe, sous la nappe de gravats, il est généralement peu épais et discontinu. Sur gneiss, il est peu structuré et de couleur généralement brun foncé à brun rougeâtre (10 YR 4/6 à 5 YR 3/4), mais pas systématiquement (profils AT40 et T01). Sur micaschiste et sur amphibolite, il est plus nettement rubéfié (5 YR 4/6 ou 2,5 YR 3/4); une structure polyédrique nette ne se développe bien que sur amphibolite (profil AT27, Fig. 54).

— la présence éventuelle de nodules et amas friables de calcaire : ils sont abondants à proximité de l'axe hydrographique dans les alluvo-colluvions de bas de pente non représentés sur la coupe. On les trouve aussi dans les arènes des profils du bas de versant où ils sont de forme très irrégulière (profil AT23, Fig. 54).

## 3.- Commentaires

Les sols des modelés rajeunis illustrés par cette coupe ont une morphologie générale assez fondamentalement différente de celle des « sols rouges » typiques décrits précédemment :

— la nappe de gravats ne sépare pas le sol proprement dit des arènes, les horizons BC du sol se forment sous la nappe de gravats et la limite entre sol et arènes est extrêmement irrégulière;

— la répartition des accumulations calcaires n'apparaît nulle part être lithodépendante, les bancs d'amphibolite présents dans la coupe ne sont pas chapeautés par le calcaire, qui se retrouve, en revanche, au niveau de la rupture de pente dans les arènes du gneiss leucocrate.

## B - OBSERVATIONS MICROMORPHOLOGIQUES

Deux échantillons d'arène ont été prélevés et examinés en lames minces, l'un d'eux au niveau des nodules calcaires de la rupture de pente. Les deux principales observations sont les suivantes :

— l'arénisation s'accompagne dans cette coupe d'une séricitisation importante des feldspaths et peut être d'une kaolinisation partielle (amas blanchâtres en forme de feuillets empilés qui se forment en bordure et aux dépens des séricites dont ils sont difficilement distinguables);

— les phénomènes de dissolution des silicates semblent très efficaces au sein des nodules calcaires de cette coupe et les nodules calcaires semblent ici épigéniser la zone où ils se forment.

## C - CARACTERISATION ANALYTIQUE DES SOLS BRUNS EUTROPHES

### 1.- Analyses pédologiques classiques

#### (a) - DONNEES

Les cinq profils indiqués sur la figure ont été analysés de façon plus ou moins détaillée; les résultats des analyses de pH, matière organique, calcaire, bases échangeables et capacité d'échange disponibles sont rassemblées dans le tableau XVI; les figures 55A et 55B ont été construites à partir des résultats des analyses triacides et de l'étude des différentes formes du fer (une partie des résultats concernant le profil T01 ont déjà été publiées dans la notice explicative de la carte pédologique de reconnaissance, BOURGEON, 1989).

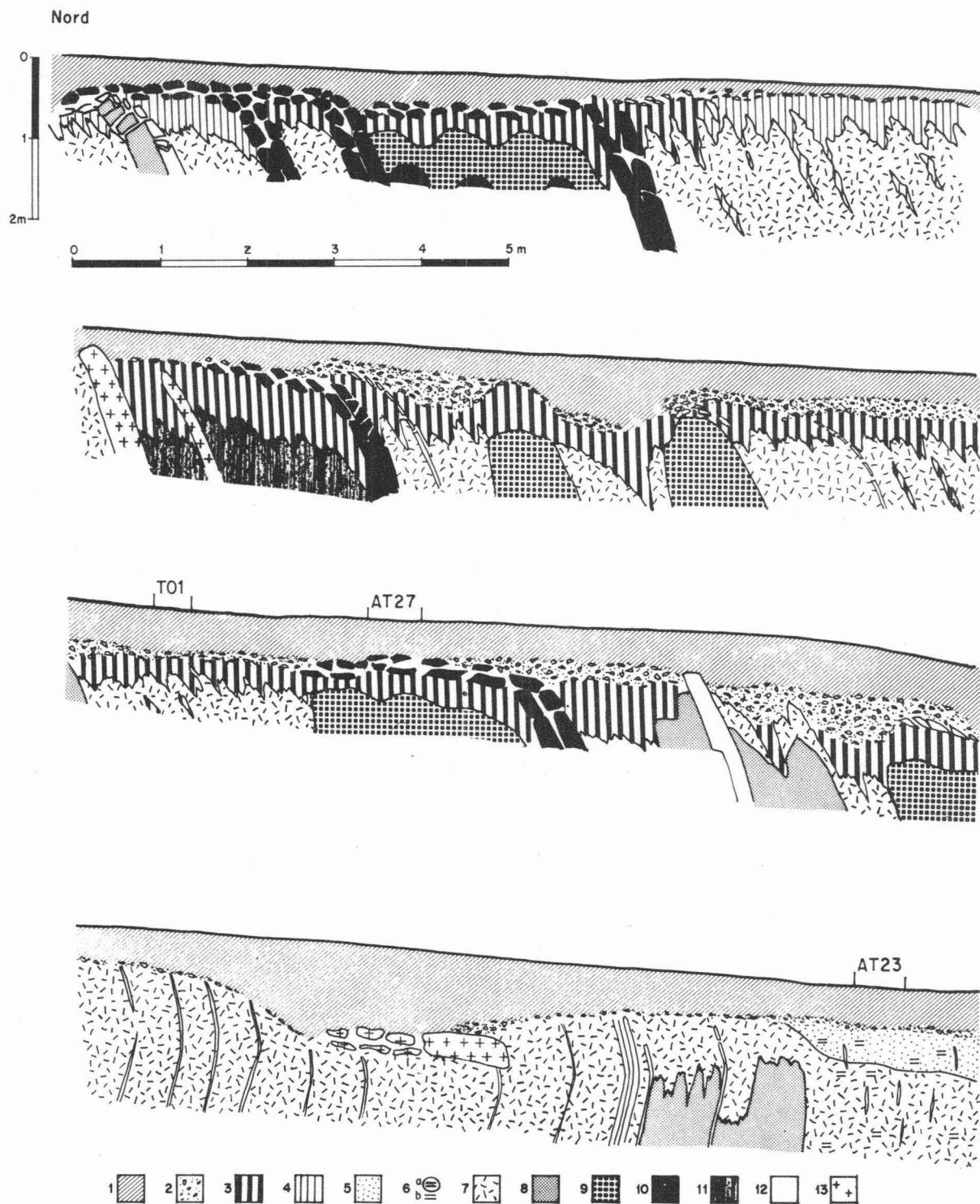


Fig. 54. Toposéquence de Maddur. Légende : 1 - horizons A; 2- nappe de gravats; 3 - horizons BC brun rouge; 4 - horizons BC bruns; 5 - horizons C bioturbés; 6 - calcaire, a : nodules, b : amas friables; 7 - arène friable de gneiss; 8 - arène cohérente de gneiss; 9 - arène d'amphibolite; 10 - amphibolite; 11 - arène de micaschiste; 12 - quartz; 13 - pegmatite.

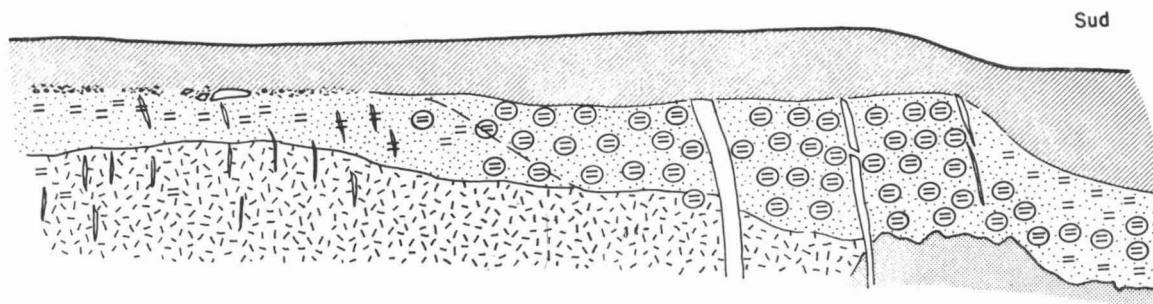
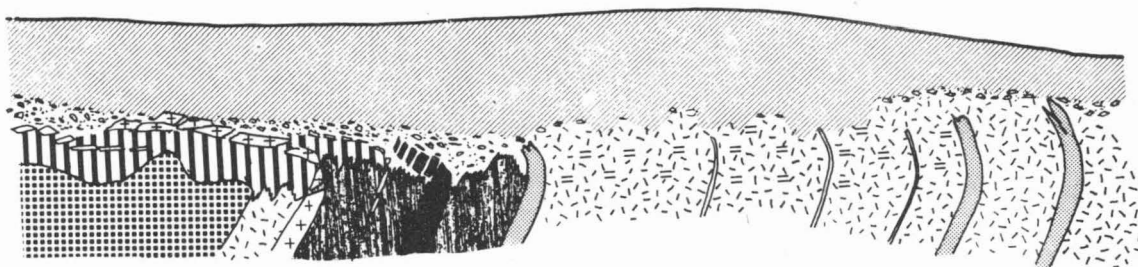
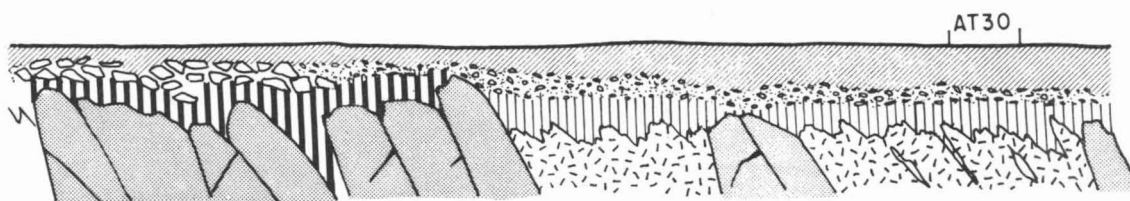
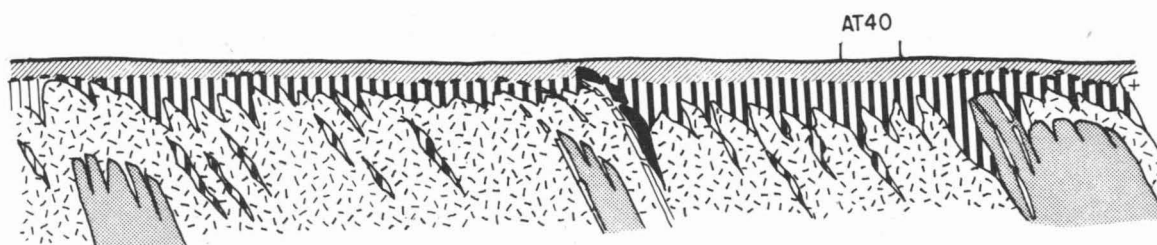


Tableau XVI

Toposéquence de Maddur : pH, matière organique, calcaire et état du complexe absorbant de l'amont vers l'aval (localisation des différents profils Fig. 54)

Prof. en cm	pH			Mat. organique			Calc. Tot	Bases échangeables me/100g					CEC me/100g	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH	C %	N ‰	MO %	CaCO <sub>3</sub> %	Ca	Mg	Na	K	S	T	S/T
<i>Profil AT40</i>														
30-50	7,06	6,32	0,74	0,77	0,85	1,32								
50-85	7,55	6,25	1,30	0,31		0,53								
110	8,20	6,15	2,05											
<i>Profil AT30</i>														
0-35	6,66	5,10	1,56	0,89	0,88	1,53		6,3	2,0	0,0	0,2	8,4	10,2	83
55-80	6,85	5,00	1,85	0,43	0,70	0,74		12,8	4,6	0,2	0,3	17,8	19,2	93
110	6,95	4,90	2,05					12,7	4,2	0,2	0,2	17,3	17,5	99
<i>Profil T01</i>														
0-20	5,61	4,54	1,07	1,51	1,16	2,60		9,1	2,6	0,0	,03	12,0	13,3	90
20-50	5,76	4,39	1,37	1,26	1,09	2,17		13,0	6,4	0,3	0,3	20,0	24,4	82
50-80	6,04	4,31	1,73	0,55	0,59	0,95		18,6	7,1	0,6	0,3	26,6	25,3	>100
80-100	6,17	3,82	2,35					34,0	12,9	0,5	0,3	47,7	32,1	>100
<i>Profil AT27</i>														
0-25	7,38	6,05	1,33	0,86		1,48	2,0	6,3*	2,8	0,0	0,2	9,3	10,5	89
45-55	7,12	4,89	2,23	0,74		1,27	3,0	12,0*	7,5	0,3	0,2	20,0	19,3	>100
55-80	7,09	4,96	2,13				1,5	7,8*	3,1	0,2	0,1	11,2	10,5	>100
<i>Profil AT23</i>														
60	8,20	6,75	1,45	1,54		2,65	3,0	16,7*	3,4	0,1	0,4	20,6	21,5	96
120	8,23	6,61	1,62				6,0	15,7*	8,0	0,0	0,1	23,8	15,6	>100

\* : méthode pour sols calcaires

#### (b) - COMMENTAIRES

Les chiffres réunis dans le tableau XVI confirment le caractère carbonaté des sols de l'aval (profils AT30 et T01). A l'amont, les choses sont moins nettes; bien que le complexe absorbant n'ait pas été analysé pour le premier profil (AT40), les valeurs prises par le pH<sub>eau</sub> permettent de supposer que des carbonates sont présents, au moins dans l'arène; les deux autres profils sont nettement décarbonatés au niveau des horizons A et B. Rubéfaction et décarbonatation semblent donc aller de pair dans cette séquence.

La figure 55 montre que, par rapport aux horizons du profil GU01, les horizons des profils de la tranchée de Maddur forment un nuage de points disjoint; ceci correspondant à une moindre libération du fer pour les horizons supérieurs et à des valeurs plus faibles du rapport Ki pour les arènes (on ne retrouve pas les valeurs très élevées, supérieures à 5, que l'on relevait dans les arènes des « sols rouges » de la toposéquence de Gundlupet).

La moindre libération du fer est explicable par le blocage de cet élément dans le réseau des argiles 2/1 (nontronites) caractéristiques des sols bruns eutrophes tropicaux. Les valeurs plus faibles du rapport Ki traduisent une désilicification plus poussée du complexe d'altération dans les sols de la tranchée de Maddur que dans les « sols rouges » typiques. La disposition que l'on observe peut être due à deux choses :

— soit l'arénisation à Maddur représente un type d'arénisation qui se développe en conditions un peu plus humides qu'à Gundlupet et les minéraux primaires sont un peu plus altérés (Ki plus faible). Dans ce cas les sols de la tranchée ne représentent pas vraiment des précurseurs potentiels des « sols rouges » typiques;

— soit l'arénisation à Maddur représente réellement un stade transitoire avant le développement complet du profil du « sol rouge » et de son encroûtement calcaire; l'évolution ultérieure incorporera l'arène actuelle au sol (et aux colluvions de bas de pente) et la nouvelle arène évoluera sous influence de l'encroûtement, de la même façon que celle du puits GU01.

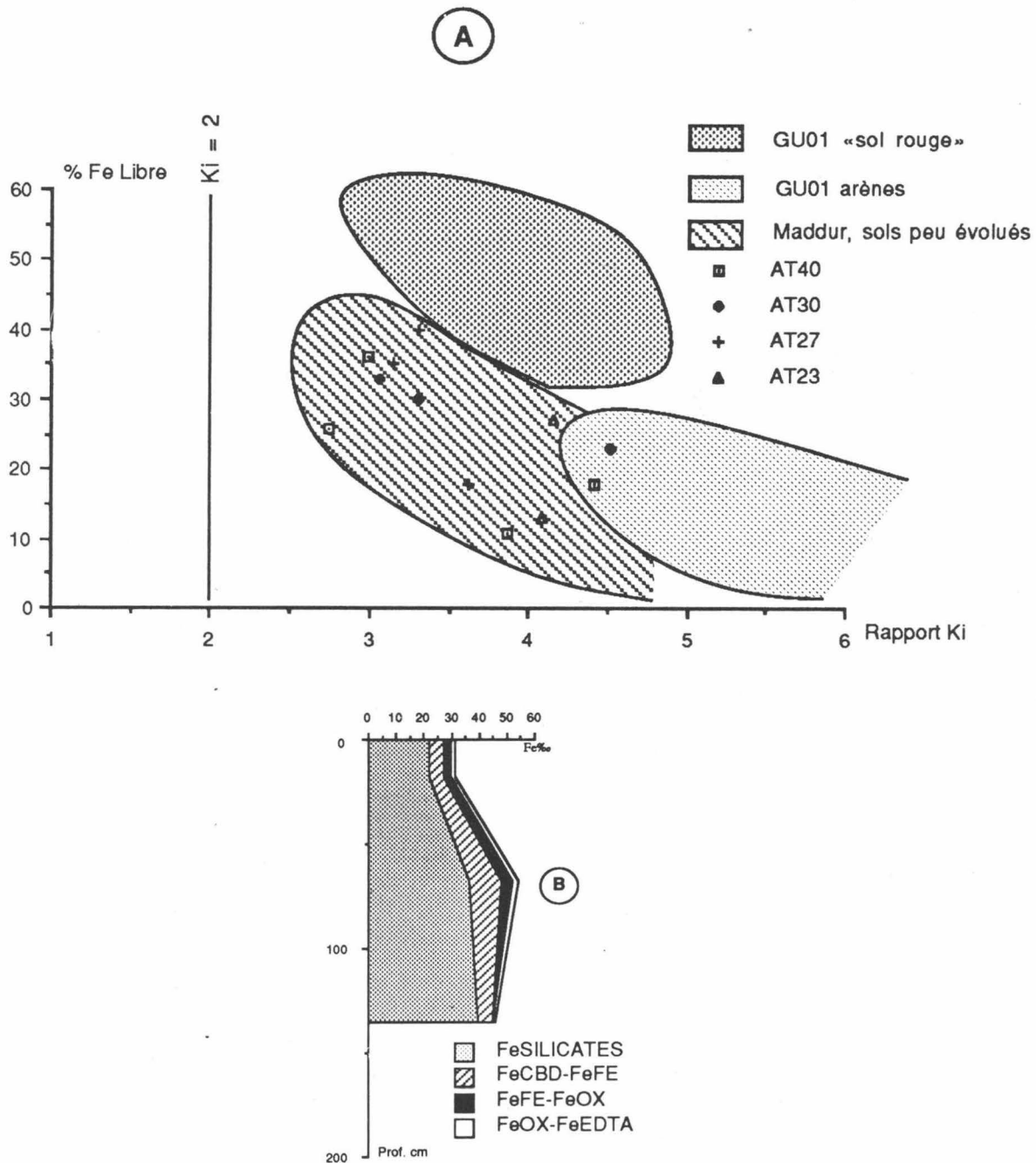


Fig. 55 - A : Les différents horizons analysés dans la partie non colluviale de la toposéquence de Maddur représentés dans le plan défini par le rapport Ki et le taux de fer libre. B : Diagramme des formes du fer pour le profil AT30.

Il est assez difficile de choisir entre ces deux hypothèses; le seul indice important qui plaide pour la seconde est la présence des nodules calcaires qui montre que le processus d'encroûtement fonctionne au niveau de la coupe.

La figure 55B permet de constater que le fer facilement extractible représente une part importante du fer libre dans les horizons du profil AT30, 50 % dans l'horizon BC; on retrouve bien là l'un des autres caractères de la pédogenèse des « sols rouges ».



## 2.- analyses diffractométriques d'argile

Des déterminations d'argile par diffraction des rayons X ont été réalisées pour deux échantillons du profil T01 (BOURGEON, 1989); ces déterminations permettent d'identifier :

— au niveau d'une poche d'horizon BC : des minéraux à 7 Å désordonnés [ou interstratifiés (7-14Sm)] associés à des interstratifiés (10-14Sm) en quantités à peu près égales;

— au niveau de l'arène : des minéraux interstratifiés (10-14Sm) très abondants, un peu de matériel à 7 Å désordonné ainsi que des traces d'illite.

Ces données indiquent que les minéraux désordonnés à 7 Å apparaissent de façon importante dès l'arène; il n'y a donc plus discontinuité, dans la nature du cortège argileux, entre les horizons pédologiques et les arènes; les différences qui existent sont seulement quantitatives et la différenciation des horizons supérieurs est de ce fait moins marquée; c'est déjà ce que montrait la figure 55A.

## D - ENSEIGNEMENTS APPORTES PAR L'ETUDE DE LA TOPOSEQUENCE DE MADDUR

Sur roche mère basique et pour des sols décarbonatés, HERBILLON et MAKUMBI (1973) ont montré la filiation entre sols bruns eutrophes et « sols rouges » tropicaux.

L'étude des sols brun eutrophes de Maddur se développant sur un modelé affecté par l'érosion permet de penser, grâce aux indices suivants, que la tendance évolutive est, ici encore, à l'individualisation d'un « sol rouge » typique :

- le fer est faiblement libéré, mais la forme FeFE est bien représentée dans la fraction fer libre;
- l'encroûtement calcaire n'est pas très développé, mais des nodules apparaissent et ne sont pas lithodépendants;
- le cortège argileux n'est pas très différent de celui des « sols rouges » typiques; il n'y a pas de kaolinite bien individualisée sur les diagrammes diffractométriques examinés.

La séricitisation importante observée au niveau des arènes est le seul caractère qui s'explique mal dans le cadre de cette évolution.

A partir du stade "brun eutrophe", il est possible de concevoir l'évolution vers un « sol rouge » typique de la façon suivante (évolution illustrée par le schéma de la figure 56) :

- approfondissement du profil et descente de la nappe de gravats sous l'action des remontées biologiques, les remontées biologiques se faisant à partir des actuels horizons BC et C qui disparaîtront progressivement;
- libération de plus en plus marquée du fer dans les horizons supérieurs;
- différenciation du profil calcaire et constitution d'un niveau d'accumulation à une profondeur commandée par le bilan hydrique; sous ce niveau d'encroûtement, l'arène évolue vers une smectitisation exclusive des biotites sous l'influence d'une alimentation très limitée en une eau très chargée en produits dissous (confinement).

Cette hypothèse évolutive, illustrée par la figure 56, montre qu'en un point donné la couverture pédologique peut changer de nature sans pour autant passer par des stades où la roche est mise à nu.

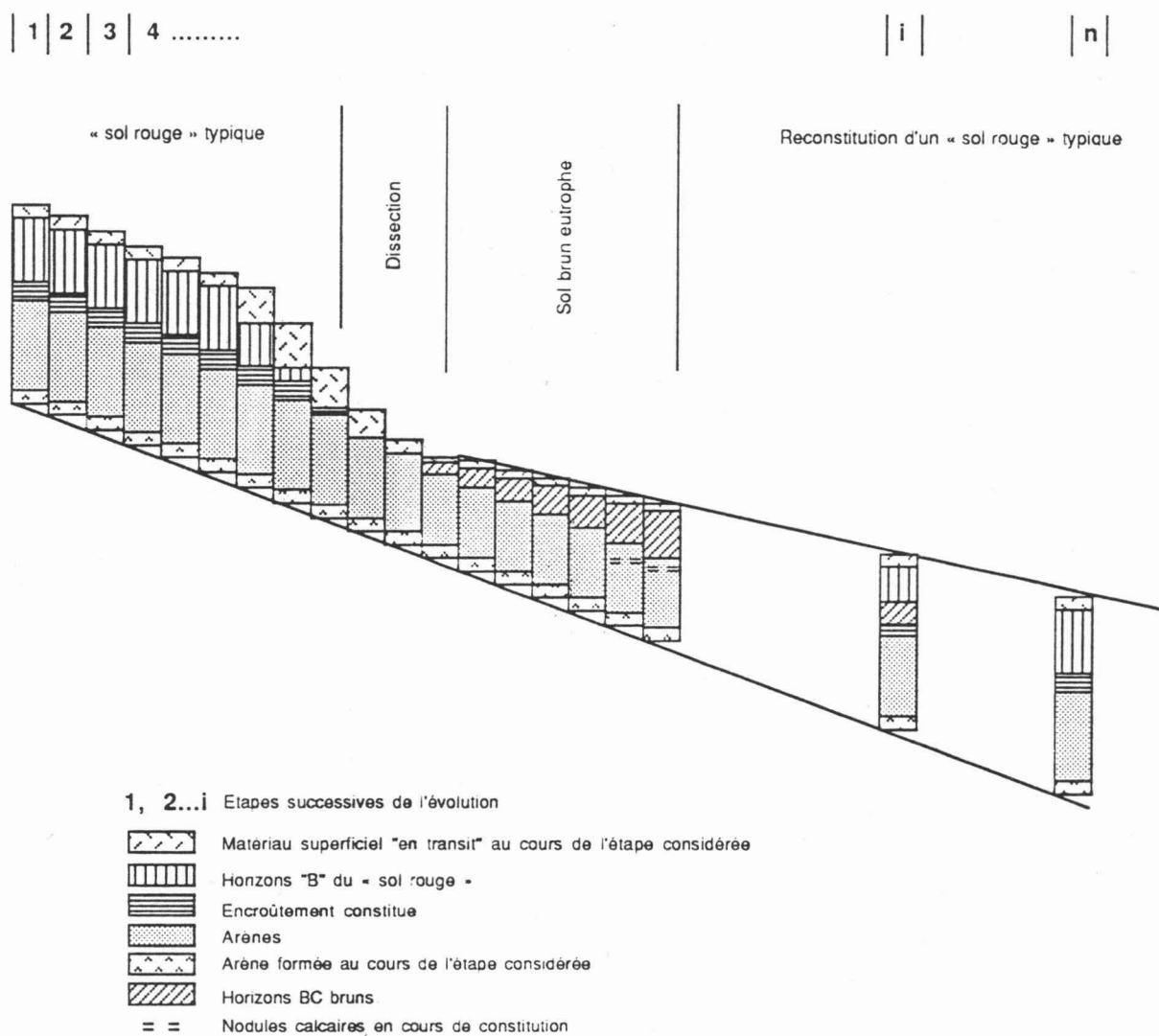


Fig. 56. Schéma montrant l'influence supposée d'une phase d'érosion dans l'évolution d'un « sol rouge » typique.

### III — RESULTATS GLOBAUX APPORTES PAR L'ETUDE DES TOPOSEQUENCES DE SOMNATHPUR ET DE MADDUR

Après avoir étudié une première toposéquence de sols rouges typiques; l'examen de deux toposéquences différentes a permis de préciser les points suivants :

— Le développement de toposéquences différentes et la coexistence de sols différents dans la même région s'explique en faisant intervenir :

- \* soit le facteur roche-mère : si le substratum est particulièrement riche en amphibolites, des croûtes calcaires épaisses se forment sur les glacis;

- \* soit la morphogenèse : si l'érosion a décapé les « sols rouges », des sols bruns eutrophes s'individualisent alors dans les zones affectées.

— Les phénomènes d'**accumulation calcaire par redistribution latérale** représentent un **cas général** dans la région étudiée; ils apparaissent précocement dans les sols bruns eutrophes des zones au modelé rajeuni par érosion; ils donnent un encroûtement nodulaire dans les « sols rouges » typiques et peuvent aboutir à la formation de véritables croûtes quand l'amont est constitué de roches riches en calcium. Il s'agit donc d'un phénomène pédo-climatique essentiel, bien mis en évidence par l'étude des différents types de sols de la région de Gundlupet.

---

# Conclusion à l'étude des sols de la région de Gundlupet

Les « sols rouges » qui viennent d'être présentés, ainsi que les autres types de sols qui leur sont associés dans les toposéquences, se forment tous en conditions d'alimentation en eau restreinte et déficitaire par rapport à la demande climatique<sup>1</sup>. Cette relative rareté de la ressource en eau explique pour une large part les caractéristiques des altérations et, par voie de conséquence, celles des sols de cette zone climatique. Du point de vue géomorphologique cette zone est caractérisée par des glacis typiques.

A ce stade de l'étude, il apparaît nécessaire de faire une synthèse des différents résultats en privilégiant deux aspects :

- la géographie des sols dans le paysage des glacis,
- l'évolution et le fonctionnement des sols.

avant de dresser un bilan global de l'étude des sols de la région de Gundlupet.

---

<sup>1</sup> Les calculs de bilan hydrique réalisés à Gundlupet (cf. 1<sup>e</sup> partie) ont fait apparaître un drainage climatique nul trois années sur cinq et très réduit le reste du temps.

## I — ORGANISATION MORPHOPÉDOLOGIQUE DU PAYSAGE DES GLACIS

### A - ORGANISATION SCHEMATIQUE D'UN GLACIS TYPIQUE

La non disponibilité<sup>1</sup> de la couverture photographique aérienne empêche d'établir la carte d'un secteur représentatif de la région de Gundlupet. On peut néanmoins, sous la forme d'un bloc diagramme schématique, illustrer l'organisation morphopédologique au niveau d'un demi-interfluve. Ce bloc diagramme (Fig. 57) a été construit en partant d'une coupe semblable à celle de Gundlupet (Fig. 47), complétée au niveau du bas de pente, par des informations recueillies lors de l'observation de nombreux puits.

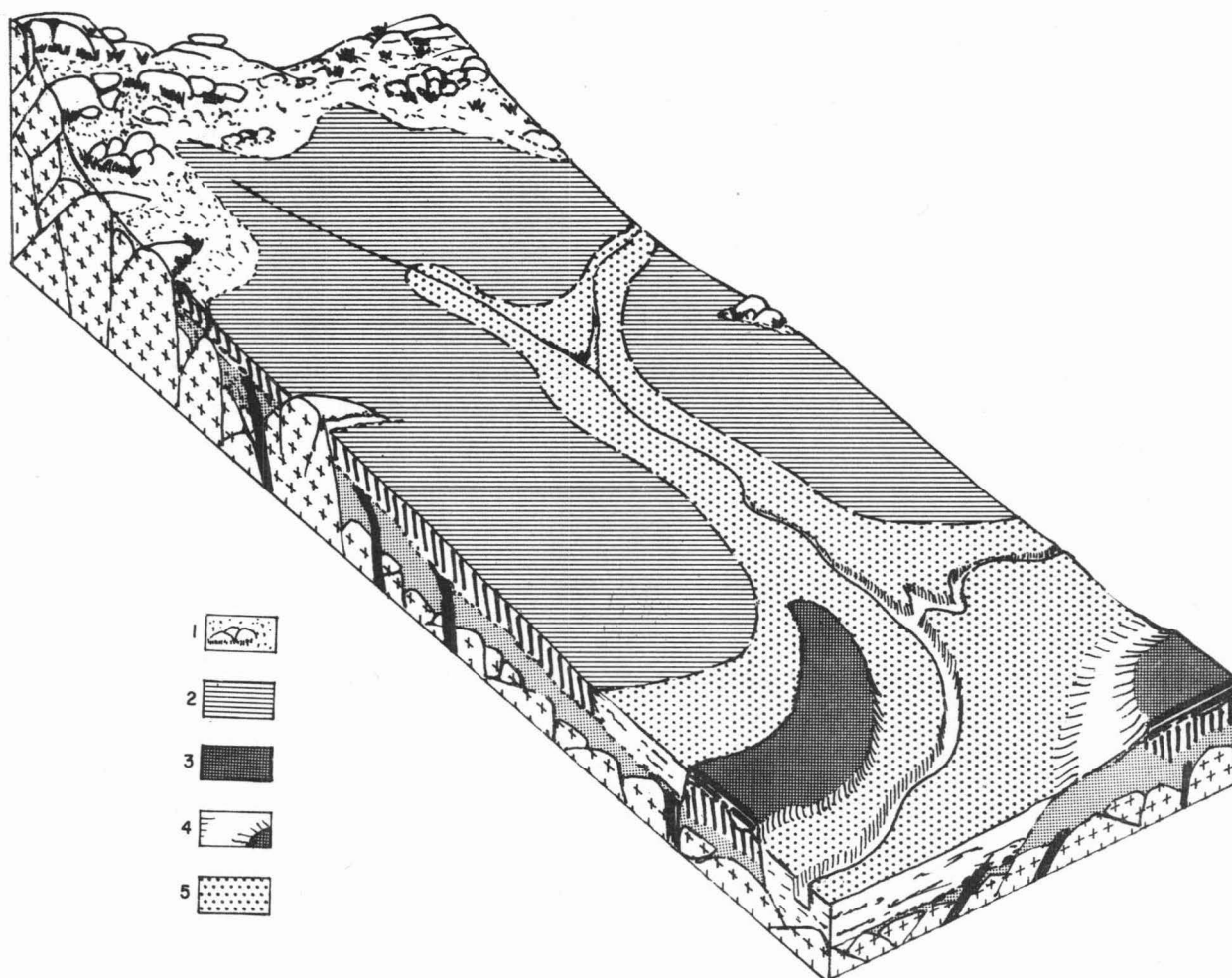


Fig. 57. Bloc-diagramme illustrant l'organisation morphopédologique des glacis de la zone semi-aride à Gundlupet. Légende : 1 - sols et affleurements du relief résiduel; 2 - « sols rouges » du glacis; 3 - terrasse à vertisols; 4 - entaille au niveau des nodules calcaires; 5 - sols colluviaux.

<sup>1</sup> Pour des raisons de secret militaire.

Sur ce bloc diagramme, la partie centrale du glacis est occupée par un sol à encroûtement calcaire nodulaire (unité 2) et la majeure partie du bas de pente par un sol colluvial rouge (unité 5), semblable à celui qui a été décrit à l'aval de la toposéquence de Gundlupet. Mais des formations plus complexes que le sol colluvial rouge se retrouvent au niveau du bas de pente, tel est le cas de la "terrasse à vertisols" et de ses formes d'érosion. En effet, certains sols de bas de pente peuvent montrer la superposition d'un sol noir (vertisol typique) sur un « sol rouge »; cette disposition est notamment observable sur une coupe située à proximité de Berambadi (notée Be1 sur la figure 49); la limite entre les deux sols est alors marquée par un niveau de nodules calcaires qui affleure fréquemment (unité 4) sur le pourtour des îlots de vertisols (unité 3).

De cette disposition relativement complexe, il faut retenir que des « sols rouges » enterrés existent en certaines parties des points bas du paysage, quelques analyses d'argile réalisées au niveau de ces sols ont permis de montrer qu'il ne s'agissait pas d'héritages ferrallitiques, mais bien de « sols rouges » riches en minéraux 2/1. On va maintenant s'attacher à établir la chronologie relative des événements morphopédologiques qui ont marqué l'évolution des glacis.

## **B - INTERPRETATION : CHRONOLOGIE RELATIVE DES EVENEMENTS QUI ONT MARQUE L'EVOLUTION DES GLACIS**

La phase la plus ancienne à laquelle on puisse accéder en examinant l'organisation des glacis est celle qui a vu se former le « sol rouge » enterré; la pédogenèse de ces « sols rouges » est donc relativement ancienne; de plus, elle a concernée une part importante de ce qui constitue aujourd'hui les bas de pente colluviaux; il est logique de penser qu'elle affectait aussi l'ensemble du versant.

La suite des événements a été marquée par des alternances de bilans de dissection<sup>1</sup> (TRICART, 1977) tour à tour négatifs et positifs :

— La première alternance a vu une diminution du bilan de dissection; elle correspond à la succession sol noir argileux vertique sur « sol rouge » argilo-sableux. Par suite d'une péjoration climatique, le bas de versant s'est trouvé engorgé sous des apports latéraux de matériaux fins que les axes hydrographiques n'évacuaient plus, le calcaire s'est alors accumulé sous formes de nodules. Cette phase devrait aussi vraisemblablement correspondre à une phase de développement maximum de l'encroûtement dans les « sols rouges » du versant.

— La seconde alternance correspond à un retour vers un bilan positif (ou moins négatif); elle a provoqué l'entaille plus ou moins prononcée des sols noirs formés précédemment et le dépôt de matériaux colluviaux grossiers dans les bas de pente. Il s'agit peut être du reflet de l'influence anthropique sur l'équilibre précédemment atteint, notamment par suite de la destruction importante du couvert végétal et de la mise en culture progressive des glacis. Les dépôts et les sols qui correspondent à cette seconde alternance sont peu différenciés, ils ne présentent pas d'accumulation calcaire importante et leur couleur rouge, quand elle existe, est probablement héritée du matériau des glacis.

Ces alternances sont vraisemblablement attribuables à des variations climatiques. Dans la région étudiée, c'est la composante mousson de la pluviosité qui est la plus susceptible de variations (cf. premier chapitre); mais ce qui vient d'être décrit concernant les « sols rouges » et les altérations montre aussi que les variations climatiques se sont faites dans des limites étroites. Elles n'ont pas été suffisamment importantes pour

---

<sup>1</sup> Il faut rappeler ici que le bilan de dissection (TRICART, 1977) est une notion traduisant les rapports entre le façonnement des interfluves et celui des lits. Le bilan de dissection est dit négatif quand les produits du façonnement des interfluves engorgent les axes de drainage; il est dit positif quand le façonnement des axes de drainage l'emporte sur celui des interfluves, la dissection est alors de plus en plus poussée. La notion d'alternance du bilan de dissection permet de comprendre que des terrasses puissent se former, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à des variations de niveau marin.



modifier fondamentalement la nature des altérations et des pédogenèses dans la partie moyenne des glacis portant les « sols rouges » encroûtés. L'influence de ces variations n'est finalement perceptible qu'au niveau des bas de pente.

## II — CARACTERISATION GENERALE DE L'EVOLUTION ET DU FONCTIONNEMENT DES SOLS

L'étude d'un premier profil a permis d'esquisser un schéma de fonctionnement de la partie centrale des glacis, la caractérisation précise de la fraction argileuse venant ensuite étayer et compléter ce schéma. On peut ici rappeler quelques points importants et originaux de ce schéma de fonctionnement :

1)- Le calcium, élément relativement soluble et mobile, n'est que très lentement exporté du paysage et il forme un encroûtement à la suite d'une "redistribution latérale externe".

2)- L'ambiance générale qui en résulte conduit à une bisiallitisisation profonde limitée, mais quasi exclusive, au niveau des arènes.

3)- C'est l'évolution ultérieure et superficielle des matériaux de ces arènes, remontés par la faune, qui génère les constituants des « sols rouges » selon les processus suivants :

— a/ les minéraux tels que les plagioclases et les amphiboles évoluent encore principalement par bisiallitisisation, du moins au sein des golfes de dissolution internes; ensuite ils se fragmentent : les fragments minéraux se retrouvant dans les sables fins et les produits argileux alimentant le plasma;

— b/ dans le plasma du « sol rouge », on assiste à la différenciation de minéraux à feuillet 1/1 par désilicification des argiles 2/1; cette désilicification semble aboutir parfois à de l'halloysite, mais la plupart du temps on observe, en grande quantité, des interstratifiés (7-14Sm);

— c/ au cours de cette dernière évolution, le fer est peu à peu libéré; il reste sous forme d'hématite microcristalline, très soluble à l'acide chlorhydrique, et colore vivement le profil.

Par l'examen de la toposéquence complète, il a ensuite été possible de préciser que :

4)- L'amont, bénéficiant d'une relative suralimentation hydrique, est caractérisé par un fonctionnement un peu différent; le calcaire n'y apparaît qu'à la faveur de sites privilégiés (lithodépendance) et l'altération semble y produire, en faible quantité, de véritables kaolinites. Cette auréole de moindre confinement est d'extension limitée : une centaine de mètres autour du relief résiduel.

Enfin, l'étude d'autres toposéquences a permis de montrer que l'accumulation calcaire représentaient un phénomène général pour les différentes toposéquences étudiées et qu'il s'agissait d'un trait pédo-climatique essentiel de la région de Gundlupet.

## III — BILAN ET PERSPECTIVES

L'évolution de la couverture pédologique, telle qu'elle vient d'être retracée, implique des **processus lents** et une relative **stabilité climatique** pendant une longue période :

— période nécessairement longue, puisque les processus sont lents et les sols relativement épais et bien développés;

— relative stabilité climatique où les variations ne sont envisageables que dans le sens d'une plus grande aridité car, comme le soulignait MAIGNIEN (1960), "une augmentation d'humidité tend à faire disparaître les objets qui se sont individualisés dans des conditions de plus grande sécheresse"; l'encroûtement calcaire est le type même d'objet qui serait susceptible d'une disparition rapide si la pluviosité augmentait.

Ces deux conditions sont conformes avec ce qui est connu des pulsations climatiques quaternaires (cf. première partie) et avec l'opinion couramment admise selon laquelle il faut envisager des durées importantes pour la formation des encroûtements calcaires. Quelques précisions supplémentaires ont été apportées par l'interprétation de l'évolution de détail des bas de pente sous l'influence des variations climatiques.

Le terrain d'étude a été sélectionné pour se mettre à l'écart des héritages paléoclimatiques trop évidents, l'un des objectifs de ce travail étant de démontrer que les caractéristiques des « sols rouges », du type de ceux que l'on observe à Gundlupet, sont le résultat d'un équilibre dynamique avec les conditions climatiques actuelles. Au nombre des arguments qui sont venus étayer ce qui ne constituait au départ qu'une hypothèse de travail, on peut citer les estimations de bilan hydrique, la nature des altérations, la composition du cortège argileux des horizons supérieurs rubéfiés et la présence de l'encroûtement calcaire.

Une démonstration plus complète de cet équilibre pourrait être tentée en étudiant, de façon détaillée, le bilan hydrique des sols et en analysant l'eau des nappes; ceci permettrait certainement d'esquisser des bilans géochimiques. Mais les nappes étant inaccessibles ou inexistantes dans les parties hautes du paysage et l'étude précise du bilan hydrique n'étant pas envisageable, on a préféré continuer la démonstration par l'étude des sols de la zone un peu plus humide, située immédiatement à l'ouest de la zone semi-aride, c'est-à-dire par l'étude des sols de la zone de transition climatique.

Ceci constituera bien une suite à la démonstration, car en montrant, le cas échéant, qu'une légère augmentation de la pluviosité déplace l'équilibre vers un autre type de sol, on prouvera indirectement l'existence d'un équilibre correspondant aux conditions les plus sèches. C'est ce qui va maintenant être tenté.

---



*Troisième partie*

**LES « SOLS ROUGES » DE LA ZONE  
DE TRANSITION CLIMATIQUE AU  
SUD DU KARNATAKA**



# Introduction

Les sols de la zone la plus humide du plateau du Deccan sont tout aussi rouges que ceux de la zone semi-aride, mais ils sont de nature totalement différente : sols latéritiques de l'ancienne classification en usage en Inde (RAYCHAUDHURI, 1964), sols ferrallitiques selon la classification française (CPCS, 1967); ces sols résultent d'une monosiallisation. Cela est très apparent à la lecture des cartes synthétiques réalisées par GOVINDA RAJAN, (1973) ou encore sur les cartons "sol" des cartes de la végétation de GAUSSEN *et al.*, (1961, 1966).

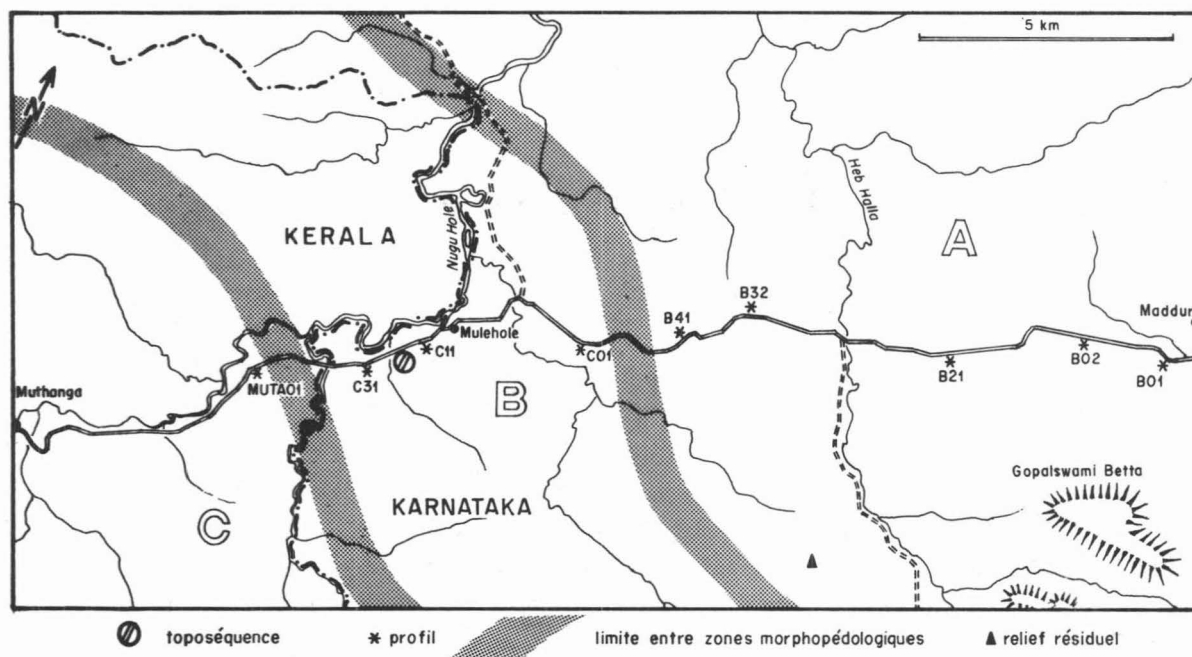
Ces cartes, à très petite échelle, figurent un contact direct entre les « sols rouges » de la zone semi-aride et les sols latéritiques (ou ferrallitiques) des zones très humides. Une telle représentation pourrait faire croire à un fonctionnement avec effet de seuil : à partir d'une certaine pluviosité, la nature des processus pédologiques changerait brutalement et l'on passerait alors d'un type de sol à l'autre.

L'effet de seuil n'est apparent qu'à très petite échelle et les observations réalisées lors de l'étude de reconnaissance (BOURGEON, 1989) ont montré qu'il existait des termes de passage entre les deux types de sols. Ce sont ces termes de passage, ou sols "de transition", ou encore intergrades, qui vont maintenant être présentés dans le cadre de l'étude de la séquence climatique située à l'ouest de la région de Gundlupet. **La séquence choisie est en quelque sorte une expérimentation en vraie grandeur de l'effet du facteur pluviosité** (cf. aussi fig. 12, p. 27).

Quand on se déplace sur la route Gundlupet - Sultan's Battery vers l'ouest (Fig. 58), en direction du Kerala, on quitte la zone des glaciés à 2 km à l'ouest de Maddur. Pendant la vingtaine de kilomètres suivante, le modelé est assez grossièrement convexo-concave. On passe ensuite au modelé en "demi-oranges" et à la zone franchement ferrallitique au niveau de la frontière du Kerala (entre Mulehole et Muthanga); la pluviosité n'est alors que d'environ 1300 mm, mais le **drainage climatique devient positif toutes les années** (Fig. 15, p. 31). La pluviosité augmente encore ensuite au Kerala, mais on reste dans le domaine ferrallitique et l'étude des conséquences de l'augmentation de la pluviosité sur la pédogenèse en domaine ferrallitique sort du cadre de la présente étude. On évoquera cependant brièvement le terme ultime de la séquence en décrivant sommairement le pôle ferrallitique représenté par un sol du Kerala situé à proximité de Muthanga (noté MUTA01).



**Fig. 58.** Zone de transition climatique, carte générale de localisation des observations sur laquelle ont été portées les limites approximatives entre systèmes morphopédologiques (cf. § I, ch. 6) : **A** - système de la première moitié de la zone de transition; **B** - système de la seconde moitié; **C** - domaine ferrallitique.



# 7

## « Sols rouges » et systèmes morphopédologiques de la zone de transition climatique

### I — LES SYSTEMES MORPHOPEDOLOGIQUES DE LA ZONE DE TRANSITION

La zone de transition intéressante pour cette étude est donc constituée par les vingt kilomètres qui séparent Maddur de la frontière du Kerala. Les profils sélectionnés pour étudier ce tronçon sont relativement peu nombreux, mais leur sélection a été précédée de l'examen attentif de nombreuses coupes, examen facilité par la présence de talus continus de chaque côté de la route et par l'existence de nombreuses carrières destinées à fournir le matériau nécessaire à l'entretien des bas-côtés. Les descriptions pédologiques ont toujours été couplées à des observations du modelé et ce seront finalement deux systèmes morphopédologiques, illustrés par des blocs-diagrammes, qui seront décrits pour expliquer le passage des « sols rouges » encroûtés des glacis aux sols ferrallitiques des demi-oranges.

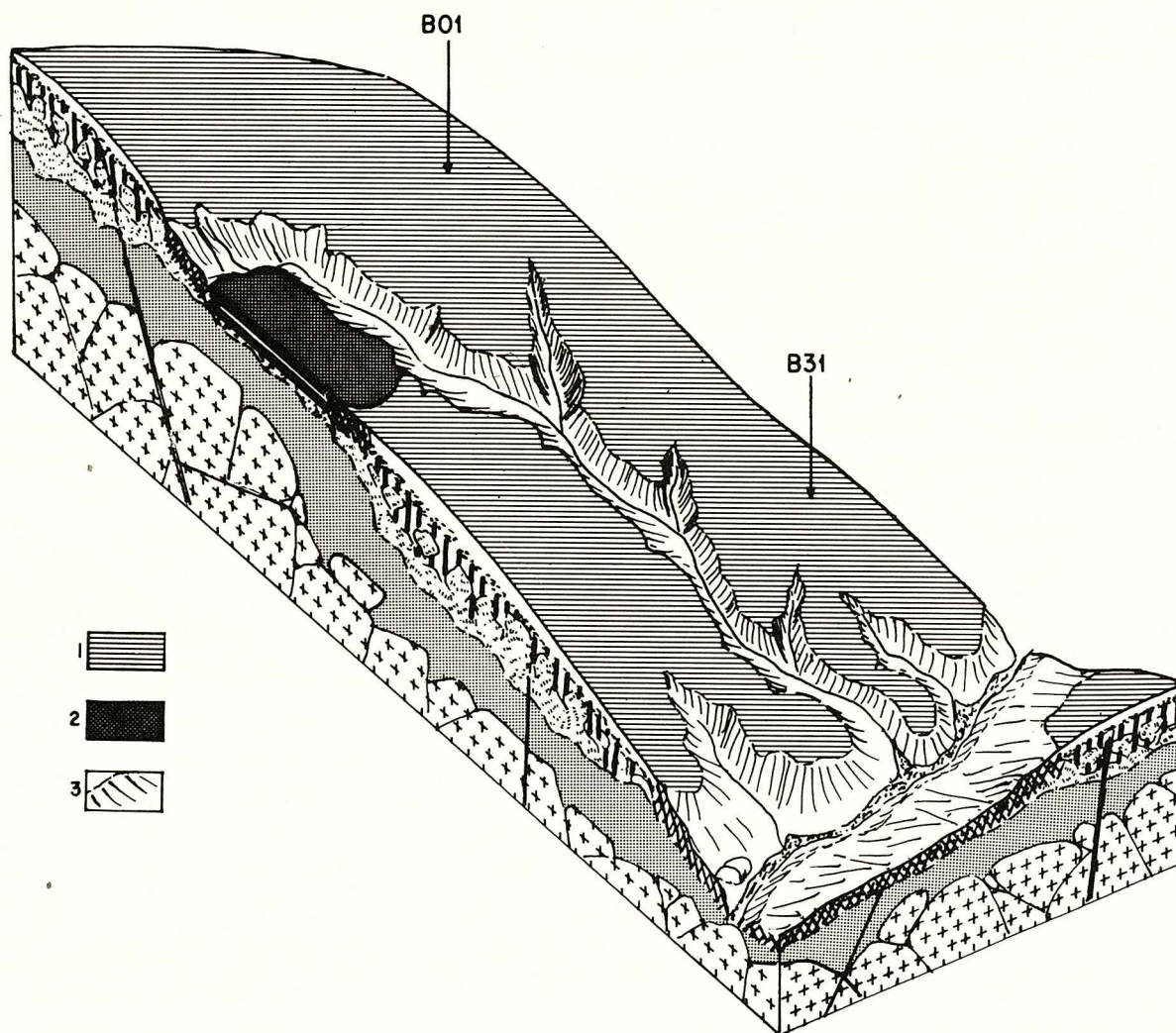
Les deux systèmes morphopédologiques envisagés ici diffèrent par les caractéristiques du bas de versant : dans la première partie de la zone de transition, le bas de versant est rajeuni par l'entaille du réseau hydrographique, un peu à la manière de ce qui a été décrit au niveau de la tranchée de Maddur; dans la seconde partie de la séquence, le bas de versant se raccorde au bas-fond par un court glacis concave.

## A - LE SYSTEME MORPHOPEDOLOGIQUE DE LA PREMIERE MOITIE DE LA ZONE DE TRANSITION

Les versants assez irréguliers de cette partie de la zone de transition climatique sont occupés par deux types principaux de sols : des « sols rouges » et des sols plus sombres, mélanisés, bruns ou noirs.

Ces différents types de sols sont répartis de la façon suivante (Fig. 59) sans que l'on puisse vraiment parler de toposéquence :

— les parties nettement convexes du versant sont occupées par les « sols rouges »;



**Fig. 59.** Bloc-diagramme illustrant l'organisation morphopédologique de la première moitié de la zone de transition climatique. Légende : 1 - « sols rouges » des interfluves convexes; 2 - replat avec vertisols; 3 - sols bruns eutrophes des zones rajeunies.



— les parties rajeunies par l'érosion constituent le domaine de sols bruns eutrophes typiques, le plus souvent très caillouteux;

— les replats voient se développer des caractères vertiques qui permettent d'identifier des sols bruns vertiques ou, parfois, de véritables vertisols. Ces replats sont situés en position relativement élevée et sont le plus souvent éloignés du réseau hydrographique; ils n'ont rien de commun avec la "terrasse à vertisols" de la figure 57.

Les accumulations de bas de pente sont pratiquement inexistantes dans ce type de système morphopédologique fortement influencé par un bilan de dissection positif.

Dans cette première moitié de la zone de transition, deux sites caractéristiques ont été retenus : B01 et B31.

## B - LE SYSTEME MORPHOPEDOLOGIQUE DE LA SECONDE MOITIE DE LA ZONE DE TRANSITION

Les « sols rouges » (Fig. 60) occupent la majeure partie des interfluves convexes de cette seconde

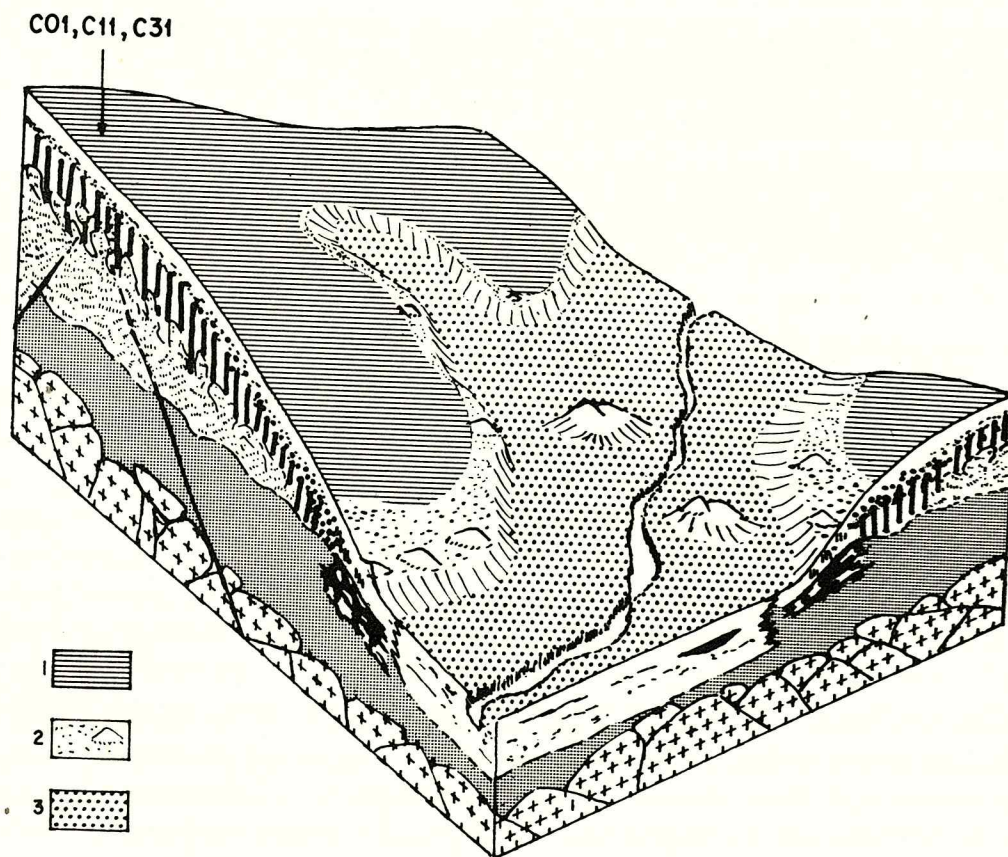


Fig. 60. Bloc-diagramme illustrant l'organisation morphopédologique de la seconde moitié de la zone de transition climatique. Légende : 1 - « sols rouges » des interfluves convexes; 2 - zone de raccordement, sols gravillonnaires et sols hydromorphes, nombreuses termitières; 3 - bas-fond.

moitié de la transition climatique; sur toute la largeur des interfluves, qui est de l'ordre du kilomètre, ces sols ne présentent que très peu de variations, si ce n'est la profondeur d'apparition du niveau d'altération. Trois sites caractéristiques ont été retenus et notés C01, C11 et C31 (Fig. 58 et 60).

Il faut s'intéresser à la zone de raccordement entre le versant convexe et le bas-fond presque plat (modélisé qui préfigure déjà celui des demi-oranges voisines) pour voir apparaître des sols différents, la succession des types est alors extrêmement rapide et l'on passe en dix ou vingt mètres du « sol rouge » caractéristique de l'interfluve au sol sableux du bas-fond. Deux types principaux de sols ont été retenus pour illustrer cette transition :

- un « sol rouge » très gravillonnaire situé à la suite des « sols rouges » d'interfluve : les gravillons sont ferrugineux, ils peuvent constituer jusqu'à 50 % de la masse de certains horizons;

- un sol hydromorphe à niveau argileux compact situé à l'aval, juste avant le bas-fond; cette zone aval est aussi marquée par une très grande abondance de termitières en dômes aplatis.

Ces deux types de sols forment, avec les « sols rouges » de l'interfluve et les sols sableux du bas-fond, une très caractéristique toposéquence donnant l'impression de fonctionner sous la forme d'un système de transformation (selon l'expression de FRITSCH, 1984).

Les formations sableuses des bas-fonds sont au moins partiellement allochtones, car il est possible d'y observer des traces nettes de stratifications ainsi que des niveaux organiques enterrés.

## II — DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DES « SOLS ROUGES »<sup>1</sup>

### A - LES « SOLS ROUGES »

#### DE LA PREMIERE MOITIE DE LA ZONE DE TRANSITION

Deux sites, B01 et B31 (localisation Fig. 58), correspondant à des sols rouges d'interfluves ont été retenus pour caractériser les « sols rouges » de cette première moitié de la séquence climatique.

Le site B01 est situé sous forêt décidue très claire au niveau d'une carrière. Le front de la carrière permet d'observer le sol sur une cinquantaine de mètres de long et sur une hauteur de 2 mètres, la coupe a été rafraîchie et approfondie jusqu'à 3,20 m au niveau du profil décrit, mais la roche saine n'a pas été atteinte, la roche altérée est un gneiss presque blanc, très quartzeux, à passées pegmatitiques et schisteuses. Le profil moyen est constitué d'un horizon A peu épais et relativement sableux, d'une nappe de gravats importante, d'un horizon B d'épaisseur variable, à structure peu développée, à limite inférieure irrégulière, et d'arènes. La nappe de gravats et l'horizon B sont très rouges (2,5 YR 3/4 et 3/6). Localement la roche peut être subaffleurante.

Le site B31 est situé au niveau d'une autre carrière où le front de taille permet d'observer le sol sur plus de vingt mètres de long. Au niveau du profil décrit, la coupe a été rafraîchie et approfondie jusqu'à 4,2 m; ici encore la roche mère saine n'a pas été atteinte et la roche altérée est aussi un gneiss presque blanc, très quartzeux, à passées pegmatitiques et schisteuses; des blocs résiduels de quartzite ferrugineux sont visibles dans d'autres parties de la coupe. Sur la coupe B31, on observe des différences de développement du profil qui sont dues aux

---

<sup>1</sup> La caractérisation analytique des «sols rouges» de la zone de transition climatique sera traitée plus loin au chapitre 7.

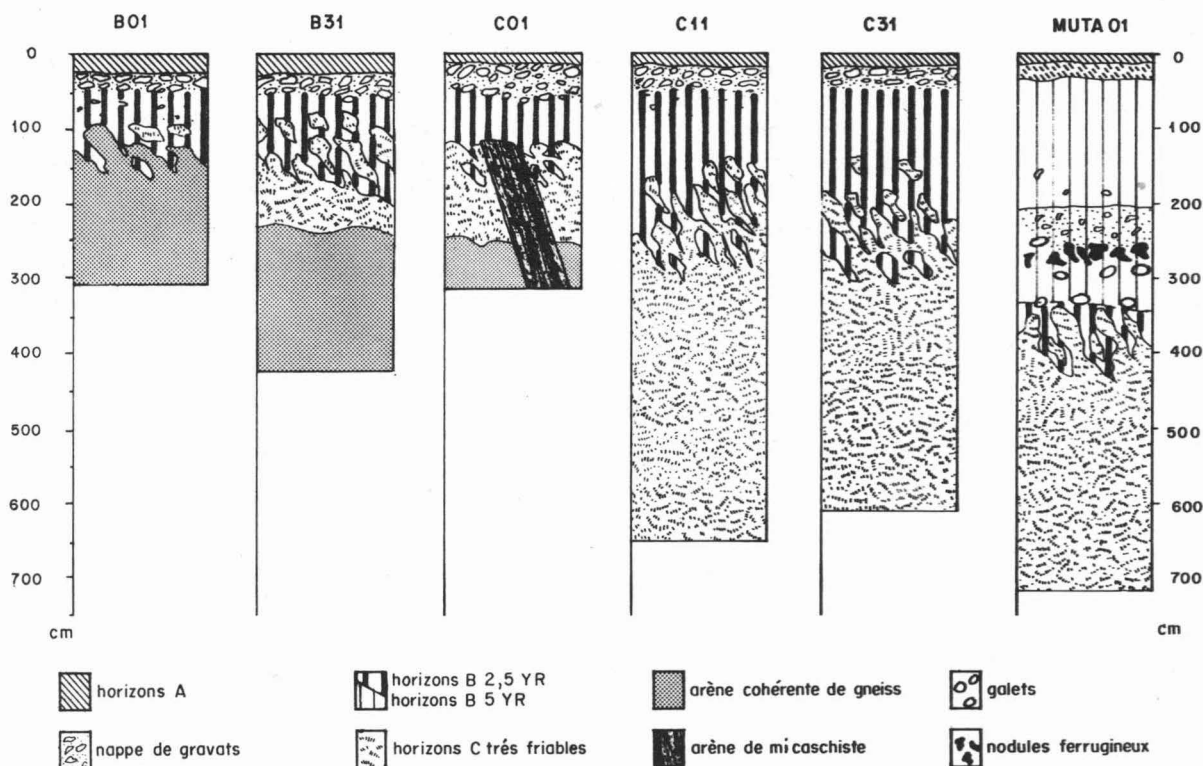


Fig. 61. Morphologie des différents types de « sols rouges » de la séquence climatique jusqu'au pôle ferrallitique représenté par le profil MUTA 01.

variations rapides et brutales de la lithologie. Ces différences conduisent finalement à deux types principaux de profils : l'un correspond à un sol relativement profond, où l'horizon B rubéfié descend jusqu'à 150 cm dans les fissures de la zone d'altération; l'autre correspond à un sol moins épais, car la roche altérée, mais compacte, forme un niveau continu dès 75 cm.

L'organisation générale des deux profils diffère peu (Fig. 61), les variations locales au sein d'une même coupe sont finalement plus importantes que les variations globales entre les deux coupes. Pour éviter de présenter des descriptions presque identiques, seule celle d'un sol de la coupe B31 sera donnée; elle sera accompagnée d'un commentaire sur les principales tendances qui se manifestent d'un site à l'autre. La description suivante est celle d'un sol relativement profond.

#### DESCRIPTION DU PROFIL B31

- 0 - 25 cm horizon A11; sec; brun rougeâtre sombre (5 YR 3/2 sec); humifère; 10 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de quartz; structure polyédrique subanguleuse peu nette de 10 mm associée à une structure massive; cohérent, plastique, peu fragile; texture limono-argilo-sableuse; très poreux; très nombreuses racines fines et moyennes; termitières hypogées; transition régulière en 2 cm.
- 25 - 55 cm nappe de gravats; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 3/3 sec); pénétration humifère irrégulière dans cet horizon; 70 % d'éléments grossiers, en haut de l'horizon cailloux et graviers de quartz émoussés, ferruginisés et de roche ferruginisée passant progressivement à des graviers de quartz anguleux à la base de l'horizon; structure

	massive; cohérent, plastique, peu fragile; texture argilo-sableuse; peu poreux; nombreuses racines fines, moyennes et grosses; transition régulière en 5 cm.
55 - 90 cm	horizon B rubéfié; sec; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 sec); à rares îlots lithorelictuels clairs (10 YR 7/4), à contours nets, irréguliers; non organique; 15 % d'éléments grossiers, graviers de quartz très anguleux; structure polyédrique peu nette de 15 mm à sur-structure prismatique nette de 50 mm associées à une structure micronodulaire de 1 à 2 mm dans les vides de la sur-structure prismatique; cohérent, plastique, peu fragile; texture argileuse; revêtements argileux sur les faces de la sur-structure; très poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition irrégulière en 15 cm.
90 - 160 cm	horizon BC; frais; jaune rougeâtre (7,5 YR 7/6 sec) à pénétrations de "B" rouge sombre (2,5 YR 3/6 sec); non organique; 15 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, friable; texture argileuse; très poreux; racines fines; transition irrégulière en 15 cm.
160 - 400 cm	arènes des différentes roches, très désagrégées; parcourues par un filon de pegmatite peu altérée, à gros amas de biotite (la biotite seule apparaît fortement altérée au sommet du filon).
400 - 420 cm	arènes de gneiss et de pegmatite peu désagrégées.

Quand on passe du site B01, très proche de la zone de Maddur, au site B31; on peut observer les deux changements suivants :

— les horizons B de la coupe B31 sont mieux structurés et présentent des revêtements plus nets et plus abondants que ceux de la coupe B01;

— alors que l'on observe de véritables arènes au niveau de la coupe B01, la partie supérieure des horizons d'altération de la coupe B31 est très friable et sa consistance suggère déjà un peu celle d'une isaltérite kaolinique de zone humide.

## **B - LES « SOLS ROUGES » DE LA SECONDE MOITIÉ DE LA ZONE DE TRANSITION**

Trois coupes, C01, C11 et C31, correspondant à des « sols rouges » d'interfluves, ont été décrites dans cette seconde moitié de la séquence climatique. La succession des horizons est toujours la même (Fig. 61) :

— les horizons A sont bien développés et généralement un peu plus sableux que la nappe de gravats ou les horizons B (lessivage ?), la pénétration humifère atteint partout la partie supérieure de la nappe de gravats;

— la nappe de gravats est systématique, elle se trouve toujours à relativement faible profondeur, au-dessus des horizons B;

— dans les horizons B, la structure polyédrique et les revêtements sont de caractères constants;

— les horizons C sont épais.

La description d'un profil pris dans la coupe C11 (située en position centrale dans cette seconde moitié de la séquence climatique) est donnée ci-dessous à titre d'exemple; comme précédemment, elle sera accompagnée d'un commentaire sur les principales tendances qui se manifestent entre les sites C01 et C31.

### **DESCRIPTION DU PROFIL C11**

0 - 20 cm	horizon A11; sec; brun-gris très sombre (10 YR 3/2 sec); humifère; 10 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de quartz ferruginisés, quelques gravillons ferrugineux; structure polyédrique subanguleuse peu nette de 10 mm associée à une structure massive;
-----------	---



	cohérent, plastique, peu fragile; texture limono-argilo-sableuse; très poreux; très nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 1 cm.
20 - 30 cm	partie supérieure de la nappe de gravats; sec; brun foncé (7,5 YR 4/3 sec); humifère; 80 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de quartz émoussés ferruginisés et de roche ferruginisée, quelques galets roulés de quartz, gravillons ferrugineux; structure massive; cohérent, plastique, fragile; texture limono-argilo-sableuse; poreux; racines fines et moyennes; transition régulière en 2 cm.
30 - 70 cm	partie inférieure de la nappe de gravats; sec; rouge (2,5 YR 4/6 sec); apparemment non organique; 60 % d'éléments grossiers, graviers de quartz anguleux; cohérent, plastique, peu fragile; texture argileuse; très poreux; racines fines et moyennes; transition régulière en 10 cm.
70 - 140 cm	horizon B rubéfié; sec; rouge sombre (2,5 YR 3/6 sec); 5 % d'éléments grossiers, graviers de quartz très anguleux; structure polyédrique peu nette de 10 mm; cohérent, plastique, peu fragile; texture argileuse; quelques fentes de 1 mm espacées de 5 cm; quelques revêtements argileux; très poreux; nombreuses racines fines et moyennes; nombreux canaux d'origine biologique; transition régulière en 15 cm.
140 - 170 cm	horizon BC; frais; rouge sombre (2,5 YR 3/6 sec); à nombreux îlots d'altérite plus clairs, jaune rougeâtre (7,5 YR 6/6), à contours peu nets, irréguliers; non organique; très peu d'éléments grossiers, quelques graviers de quartz très anguleux; structure massive; cohérent, plastique, fragile; texture limono-argilo-sableuse; quelques fentes de 0,5 mm espacées de 5 cm; quelques revêtements argileux; très poreux; quelques racines fines; transition régulière en 15 cm.
170 - 270 cm	horizon d'altération à aspect d'isaltérite kaolinique; sec; brun très pâle (10 YR 7/4) à remplissages rouges (2,5 YR 3/6) dans la grande porosité; transition irrégulière en 2 cm.
270 - 490 cm	horizons d'altération de couleurs variées (blancs, verdâtres, brun-jaunâtre) observés sur échantillons prélevés à la tarière.
490 - 660 <sup>+</sup> cm	arène plus cohérente.

En parcourant la seconde moitié de la toposéquence d'est en ouest, on peut observer les tendances suivantes :

- la nappe de gravats s'enrichit en nodules ferrugineux en allant vers l'ouest;
- dans les horizons B, la structure la mieux exprimée est celle des horizons du profil C01; pour les profils situés plus à l'ouest, la structure devient moins nette.
- les horizons C sont de plus en plus épais en allant vers l'ouest et sont constitués de niveaux à consistance d'isaltérite kaolinique. Au niveau des profils C11 et C31, l'arène compacte n'a pas été atteinte.

## C - LES PREMIERS SOLS FERRALLITIQUES

La nappe de gravats se trouve à plus grande profondeur quand on passe au domaine ferrallitique. Comme l'activité termitique n'apparaît pas subitement plus importante, il faut envisager que les recouvrements termitiques de la zone ferrallitique sont probablement plus stables que ceux de la zone de transition et qu'ils favorisent l'infiltration plutôt que le ruissellement diffus. Cette hypothèse est confortée par l'observation suivante : après chaque orage important, des flaques d'eau persistent dans la zone de transition, alors que le sol est déjà partout ressuyé en zone ferrallitique.

La nappe de gravats profonde des sols ferrallitiques isole alors deux types d'horizons B :

— des horizons B supérieurs, compris entre la surface et la partie supérieure de la nappe de gravats, ils sont microstructurés et très friables; la couleur rouge est moins intense que pour tous les « sols rouges » décrits précédemment puisqu'elle se situe dans les 5 YR.

— des horizons B ou BC inférieurs, situés entre nappe de gravats et altérites; ces horizons B ont une structure polyédrique nette, associée à une microstructure nodulaire localisée entre les agrégats polyédriques

Le profil, MUTA01, situé à 4 kilomètres à l'est de Muthanga (Fig. 58), sera décrit pour illustrer les premiers sols ferrallitiques; il comporte une nappe de gravats particulièrement profonde et incorporant de nombreux galets roulés de quartz parfaitement sains ainsi que des nodules ferrugineux.

Le profil, situé sous plantation d'eucalyptus, a été creusé jusqu'à 2,8 m et prolongé par un avant-trou à la barre à mine de 2,8 m à 3,4 m, puis par un sondage à la tarière jusqu'à 6,6 m. La roche mère saine n'a pas été atteinte. Les horizons profonds, prélevés à la tarière, ont des couleurs variées et correspondent très certainement à une isaltérite kaolinique.

#### DESCRIPTION DU PROFIL MUTA01

0 - 15 cm	horizon A11; sec; brun rougeâtre sombre (5 YR 2,5/2 sec); humifère; sans éléments grossiers; structure polyédrique subanguleuse peu nette de 10 mm associée à une structure massive; cohérent, plastique, peu fragile; texture limono-argilo-sableuse; très poreux; très nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 5 cm.
15 - 35 cm	horizon A12; sec; brun rougeâtre sombre (5 YR 3/4 sec); humifère; sans éléments grossiers; structure massive; cohérent, plastique, peu fragile; texture argileuse; très poreux; très nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 10 cm
35 - 80 cm	horizon B11; sec; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 sec); non organique; sans éléments grossiers; structure massive qui se résout en microagrégats arrondis millimétriques sous une faible pression; cohérent, plastique, fragile; texture argileuse; très poreux; racines fines et moyennes; transition régulière en 10 cm.
80 - 200 cm	horizon B12; sec; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 sec); non organique; sans éléments grossiers; structure massive à éclats émoussés; cohérent, plastique, fragile; texture argileuse; très poreux; racines fines et moyennes; transition régulière en 2 cm.
200 - 240 cm	partie supérieure de la nappe de gravats; sec; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 sec); non organique; 50 % d'éléments grossiers, gravillons ferrugineux et quelques graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, fragile; texture argileuse; poreux; quelques racines fines; transition régulière en 2 cm.
240 - 260 cm	nappe de gravats à nodules ferrugineux plus ou moins en place; frais; rouge jaunâtre (5 YR 4/6 sec); éléments secondaires sous formes d'oxydes-hydroxydes de fer en concrétions abondantes, à contours irréguliers; 20 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, friable; texture argileuse; poreux; quelques racines fines; transition régulière en 5 cm.
260 - 340 cm	partie inférieure de la nappe de gravats remaniant une terrasse alluviale; frais; rouge (2,5 YR 4/8); à petites inclusions brun très pâle (10 YR 7/4) correspondant à des éléments d'altérite; 20 % d'éléments grossiers, galets roulés de quartz non altéré en lits irréguliers et graviers de quartz uniformément répartis; structure massive; cohérent, plastique, friable; texture argileuse; poreux; pas de racines; transition régulière en 20 cm.
340 - 440 cm	horizon BC, mélange d'un horizon d'altération (isaltérite) jaune et de plasma rouge observé sur échantillons prélevés à la tarière.
440 - 660 <sup>+</sup> cm	horizons d'altération C de couleurs variées (blancs, rouges, brun-jaunâtre) observés sur échantillons prélevés à la tarière.

## D - INTERPRETATIONS

Il s'agit maintenant, à l'issue de la description macromorphologique des « sols rouges » de la zone de transition climatique, de voir en quoi ils diffèrent (ou au contraire se rapprochent) de ceux des zones voisines. Pour cela, parmi les caractéristiques étudiées, on distinguera trois cas :

— caractéristiques communes à la plupart des sols rouges (toutes zones confondues) : il s'agit de la **couleur des horizons B** et de la présence d'une nappe de gravats;

— caractéristiques spécifiques aux « sols rouges » de la zone de transition climatique, mais plus ou moins constantes pour toute la zone : entrent dans cette catégorie la **structure polyédrique des horizons B** et la **présence de revêtements** dans ces mêmes horizons.

— caractéristiques variables le long de la zone de transition : il s'agit essentiellement **de la profondeur des sols et de la nature des horizons d'altération**. Les profils observés pour les cinq sites retenus (éventuellement six si l'on y ajoute le profil ferrallitique comme sur la figure 61) s'approfondissent vers l'ouest et cet approfondissement correspond à l'apparition d'horizons de plus en plus épais d'altérites très friables. L'approfondissement des sols est graduel, mais aussi irrégulier dans son détail; chaque front de carrière étudié a permis d'en percevoir le caractère plus ou moins lithodépendant.

Pour résumer, on doit souligner deux points importants :

— les « sols rouges » de la zone de transition climatique présentent des **indices macromorphologiques de lessivage**; ils diffèrent en cela des « sols rouges » de la zone semi-aride de Gundlupet étudiés précédemment;

— ces sols sont de plus en plus épais et la nature de l'altération change à mesure que la pluviosité augmente; **la série des cinq profils retenus constitue de ce fait une véritable séquence climatique**.

L'étude micromorphologique des horizons B et C de certains profils devrait maintenant permettre de préciser ces deux points.

## III — ETUDE MICROMORPHOLOGIQUE DES « SOLS ROUGES »

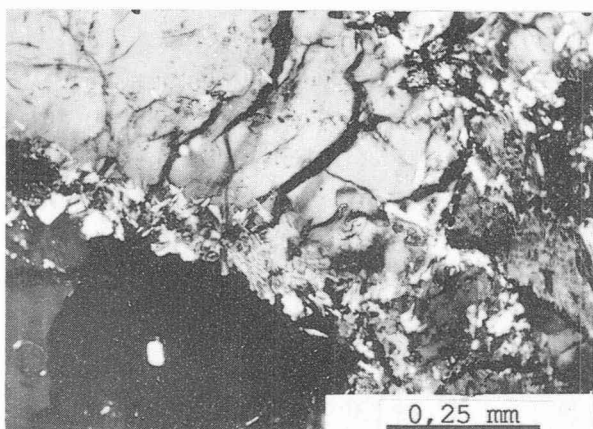
### A - HORIZONS D'ALTÉRATION

Les horizons d'altération des profils B01, B31 et C31 ont été examinés en lames minces; on peut distinguer trois stades d'altération en se basant surtout sur ce qui se passe au niveau des feldspaths<sup>1</sup> :

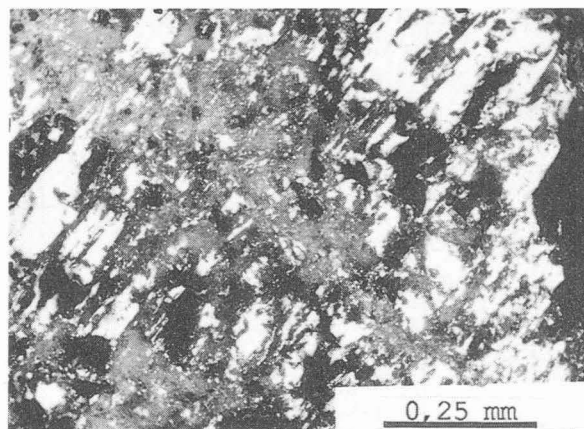
1)- La roche la moins altérée qui ait été observée, le gneiss arénisé prélevé à 420 cm au niveau du profil B31, est fissurée et les biotites sont fortement altérées et séricitisées. Les feldspaths sont atteints par une séricitisation partielle qui affecte surtout les zones bordant les fissures (Pl. XIV, photo 66); certaines des séricites, situées en bordure des minéraux, s'ouvrent en éventail vers la porosité et perdent leur couleur.

---

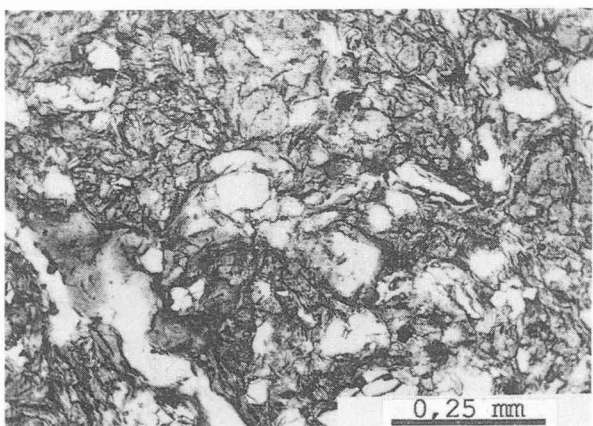
<sup>1</sup> D'assez nombreuses micropérites ont été reconnues parmi les feldspaths des roches de la zone de transition climatique.



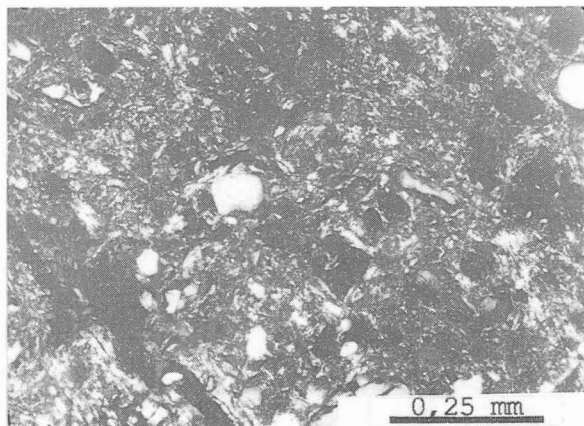
**Photo 66 :** Profil B31, arène profonde, 420 cm, premier stade d'altération des feldspaths : séricitisation au voisinage de la porosité; L.P.A.



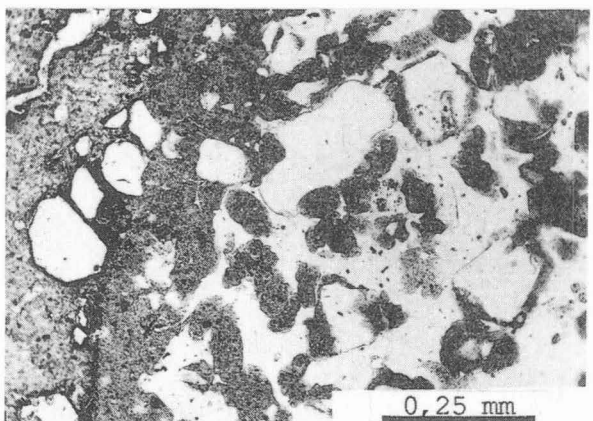
**Photo 67 :** Profil C31, isaltérite à 350 cm, plasma brun dans les golfes de dissolution d'un feldspath très altéré, L.P.A.



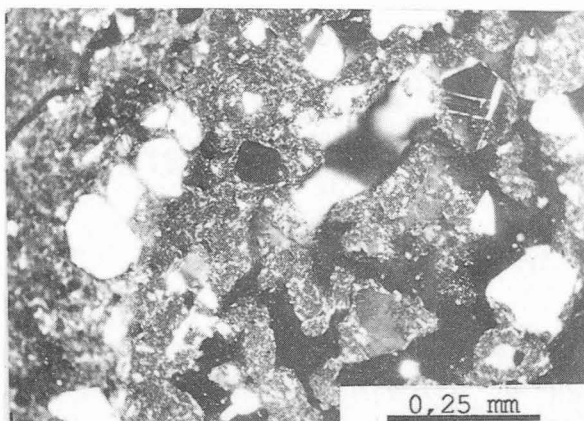
**Photo 68 :** Profil C31, horizon B à 120 cm, aspect réticulé caractéristique, L.P.N.A.



**Photo 69 :** même vue que 68, L.P.A.



**Photo 70 :** Profil MUTA01, nappe de gravats, 210 cm : à gauche, plage à plasma compact jaune; à droite, micro-agrégats rouges, L.P.N.A.



**Photo 71 :** même vue que 70, L.P.A.

**PLANCHE XIV :** Zone de transition climatique, aspects micromorphologiques des altérites et des horizons B.

2)- Au-dessus, à 320 cm, on observe une séricitisation beaucoup plus développée qui affecte l'ensemble de chaque feldspath.

3)- Le stade d'altération ultérieur est représenté dans tous les profils; on observe alors un développement considérable des fissures et golfes de dissolution à l'intérieur des feldspaths (Pl. XIV, photo 67); ces fissures sont remplies de plasma amorphe brun (du même aspect que celui qui avait été observé dans les feldspaths de l'encroûtement du profil GU01).

## B - HORIZONS B

Les horizons B des profils B31, C31 et MUTA01 ont été examinés en lame mince, ainsi que les horizons BC des profils B31 et C31 :

— Les lithoreliques, à restes de feldspaths partiellement altérés, dominant dans les horizons BC des profils B31 et C31. Elles sont encore abondantes dans l'horizon B du profil B31. En revanche, elles sont pratiquement absentes des horizons B des profils C31 et MUTA01 où l'on n'observe plus que des amas polycristallins de quartz.

— **L'aspect réticulé** des horizons B est encore très net dans les « sols rouges » de la zone de transition climatique et l'horizon B du profil C31 est à cet égard spectaculaire (Pl. XIV, photos 68 et 69). Cette morphologie s'estompe quand on passe au sol ferrallitique où l'on ne la retrouve plus que très faiblement exprimée. Les horizons B supérieurs ferrallitiques, ainsi que la nappe de gravats sont formés de deux types de plages (Pl. XIV, photos 70 et 71) : plages compactes à plasma jaune très légèrement réticulé et plages à microagrégats rouges de quelques dixièmes de millimètres de diamètre.

Les revêtements sont nets et abondants au niveau des horizons B des profils B31 et C31, ainsi qu'au niveau de l'horizon BC du profil B31. **En revanche, il n'y a pas de revêtement dans les horizons B du profil ferrallitique MUTA01 examinés en lames minces.**

## C - INTERPRETATIONS

La présence de nombreux revêtements argileux dans les horizons B des « sols rouges » de la zone de transition climatique est confirmée par l'étude micromorphologique; il existe donc dans ces profils un véritable lessivage.

Les horizons d'altération de la zone de transition sont aussi très différents de ce qui avait été vu au niveau de la zone semi-aride : les horizons à consistance d'arène présentent, quand on les examine au microscope, des phénomènes marqués de **séricitisation**. La consistance très friable est atteinte quand les feldspaths sont entièrement parcourus par des fissures remplies de plasma brun apparemment amorphe.

**L'aspect réticulé des horizons B rubéfiés (sur gneiss) est, en revanche, commun aux sols de la zone semi-aride et à ceux de la zone de transition climatique.** La disparition de cet aspect correspond à l'affaiblissement de la couleur rouge (passage de 2,5 à 5YR) au niveau des premiers sols ferrallitiques (toujours sur gneiss).



## IV — BREF APERÇU DES SOLS DES VERSANTS

Pour compléter la description des deux types de systèmes morphopédologiques de la zone de transition; il a paru souhaitable de donner quelques indications concernant les sols des versants. Cependant, comme l'étude de ces sols s'écarte un peu du thème central de ce mémoire, seul un bref aperçu les différents cas rencontrés sera donné ici; les descriptions complètes et les résultats d'analyses concernant les profils évoqués ci-dessous se trouvent en annexe II.

### A - LES SOLS BRUNS EUTROPHES

#### 1.- Morphologie des profils

Les profils B21 et B41 (localisation Fig. 58) sont situés dans des zones rajeunies des versants de la première partie de la zone de transition; ils sont tous deux sous végétation de forêt décidue très claire dans laquelle les mirobolants (*Embliza officinalis*) sont relativement abondants.

Le premier profil, B21, a été creusé jusqu'à 2 m; la roche mère saine n'a pas été atteinte, la roche altérée est un gneiss parcouru de passées riches en minéraux micacés difficiles à identifier, l'analyse minéralogique révèle du talc. La mélanisation (couleur brun rougeâtre 5 YR 3/4) affecte le profil sur un mètre.

Le second profil, B41, représente une variante où l'horizon B est un peu plus rubéfié (2,5 YR 3/4).

#### 2.- Caractéristiques analytiques

Bien qu'il n'y ait pas d'accumulation calcaire décelable dans ces profils, le pH est parfois supérieur à 7 (B21) et le taux de saturation dépasse 100 en profondeur (à partir de 60 cm pour B21).

La détermination des différentes formes du fer indique environ 50 % de fer libre au niveau des horizons B et entre 10 et 30 % au niveau des arènes; la forme facilement extractible n'a pas été déterminée.

Les rapports  $K_i$  calculés sur les résultats de l'analyse triacide sont élevés, voisins de 3 dans les deux profils; ils ne présentent pas de variation notable avec la profondeur, sauf au niveau de l'horizon le plus profond du profil B41 où le rapport  $K_i$  est inférieur à 2.

La détermination des minéraux argileux par analyse diffractométrique n'a été réalisée que pour le profil B21; elle montre que les interstratifiés gonflants (10-14Sm) dominent dans tout le profil; ils sont accompagnés de minéraux qui donnent des réflexions relativement étroites et symétriques à 7 Å, mais qui ne se déplacent pas totalement vers 10 Å au traitement hydrazine. Les autres minéraux, talc, illite et interstratifiés (10-14C), sont peu abondants.

### B - LES SOLS BRUNS VERTIQUES ET LES VERTISOLS

#### 1.- Morphologie des profils

Le profil B02 est situé sur un replat, il s'agit d'un sol brun-vertique; il possède des faces de glissement très nettes entre 100 et 120 cm, mais la partie supérieure du profil n'a aucune caractéristique verticale. Le profil a été creusé jusqu'à 2,10 m, la roche mère saine n'a pas été atteinte, la roche altérée est un gneiss clair à grain grossier.

Le profil B32 est aussi situé sur un replat, mais représente un vertisol typique dont il a les caractéristiques de structure et de teneur en argile. La végétation ligneuse est très clairsemée et des traces



importantes de stagnation de l'eau en saison des pluies sont visibles (mares très peu profondes). Le profil a été rafraîchi jusqu'à 1,2 m, la roche mère saine n'a pas été atteinte, la roche altérée est encore un gneiss clair.

Certains de ces replats à sols vertiques ou vertisols ont été aménagés par les forestiers pour la création de points d'eau pour la faune sauvage.

## **2.- Caractéristiques analytiques**

Les différences morphologiques entre les deux profils se retrouvent à deux niveaux dans les analyses :

- les teneurs en argile : le vertisol est beaucoup plus argileux que le sol vertique;
- les fractions argileuses sont de nature différente : les argiles sont presque exclusivement constituées d'interstratifiés gonflants, riches en smectite, dans le cas du vertisol [90 % de (10-14Sm) à 70 % Sm à 75 cm dans l'horizon vertique], alors qu'elles sont dominées par la kaolinite dans le cas du sol brun vertique (les interstratifiés gonflants ne représentent qu'environ 30 % des argiles au niveau de l'horizon à faces de glissement).

# **C - LES « SOLS ROUGES » A GRAVILLONS FERRUGINEUX**

## **1.- Morphologie des profils**

Le profil C11Δ1 est situé sous forêt dense décidue. Il représente la première étape de la transition vers le bas-fond. Une fosse a été creusée jusqu'à 1,8 m, la roche mère saine n'a pas été atteinte, la roche altérée est un gneiss clair. Le profil est peu épais et l'arène est atteinte à 1 m; depuis la surface, on rencontre successivement les horizons A jusqu'à 30 cm, une nappe de gravats réduite entre 30 et 40 cm, un important horizon B gravillonnaire (gravillons ferrugineux) entre 40 cm et 1 m, puis l'arène qui n'a pas du tout les caractères d'une isaltérite friable.

## **2.- Caractéristiques analytiques**

Le pH est proche de la neutralité et la saturation élevée dans la plupart des horizons analysés, la teneur en argile de la terre fine passe par un maximum au sommet de l'horizon B gravillonnaire; les rapports Ki sont nettement supérieurs à 2 dans tout le profil. L'étude des différentes formes du fer montre qu'il y a égalité entre le fer des silicates et le fer libre de haut en bas du profil, le fer des oxydes n'est pas substitué de façon notable par de l'aluminium. La détermination des argiles minéralogiques n'a pas été faite.

# **D - LES SOLS HYDROMORPHES A NIVEAU ARGILEUX COMPACT**

## **1.- Morphologie des profils**

Le profil C11Δ2 est situé à une dizaine de mètres du précédent, légèrement en contrebas; la végétation est identique. Ce profil représente la seconde étape de la transition vers le bas-fond dont il n'est distant que d'une dizaine de mètres. La fosse a été creusée jusqu'à 1,7 m et prolongée par un sondage à la tarière jusqu'à 2,7 m, la roche mère saine n'a pas été atteinte. Les horizons supérieurs sont bruns et l'on note, entre 70 et 85 cm, un fort concrétionnement ferromanganésifère, puis de nombreuses taches ferrugineuses entre 85 et 120 cm. La nappe de gravats est située en profondeur dans ce profil, au contact de l'arène, entre 120 et 150 cm, elle est composée de quartz emballés dans de l'argile grise. En-dessous l'arène est d'abord celle d'une pegmatite dont les feldspaths sont altérés, mais peu friables; l'arène est parcourue par des fissures remplies d'argile grise compacte jusqu'à 230 cm, profondeur à laquelle on passe à une arène de gneiss beaucoup plus friable.

## 2.- Caractéristiques analytiques

Ici encore les pH de l'ensemble du profil sont voisins de la neutralité et même alcalins en profondeur et la saturation du complexe absorbant suit logiquement les variations du pH. Le taux d'argile dépasse 40 % entre 35 et 125 cm; il reste élevé au niveau des arènes (25 et 30 %). Les valeurs du rapport Ki sont fortes et dépassent 3 à partir de 10 cm. Le taux de fer libre est moins élevé que dans le profil précédent et se situe entre 40 et 20 % sauf dans l'horizon supérieur où il atteint presque 50 %; ici encore, le fractionnement chimique ne permet de déceler de substitution alumineuse dans les oxydes de fer.

L'analyse diffractométrique des argiles indique partout un mélange de kaolinite et d'interstratifiés gonflants, les interstratifiés gonflants devenant prépondérants en profondeur. On note aussi une importante différence de comportement de la kaolinite au traitement hydrazine entre horizons supérieurs et horizons profonds : la kaolinite des horizons de surface ne passe pratiquement pas à 10 Å au cours de ce traitement alors que celle des horizons profonds passe pratiquement en totalité; ce traitement est utilisé pour évaluer le degré de désordre des minéraux à 7 Å et il y a, de toute évidence, de grandes différences dans ce profil.

## CONCLUSIONS

Pour caractériser globalement la zone de transition climatique, deux types de systèmes morpho-pédologiques ont été décrits, le choix des deux systèmes a été imposé par la morphologie des versants.

On peut tirer deux premières conclusions de l'étude des profils des versants :

1) - Dans toute la première moitié de la zone de transition, après décapage du bas de pente lors de l'entaille du réseau hydrographique, le sol qui se forme est de type brun eutrophe. On distingue, çà et là, les signes d'une rubéfaction commençante, mais aucune trace d'accumulation calcaire. On retrouve donc le prolongement ce qui avait été vu au niveau de la toposéquence de Maddur, exceptée l'accumulation calcaire.

2) - Dans la seconde moitié de la zone de transition, où la morphogenèse n'est pas intervenue pour éliminer la couverture pédologique en bas de versant, on constate une différenciation latérale importante qui résulte vraisemblablement du fonctionnement interne (de l'évolution) de la couverture pédologique.

La différence entre les deux types de versants est due à des morphogenèses différentes : bilan de dissection positif dans le premier cas, nul ou légèrement négatif dans le second; elle n'est pas imputable au gradient climatique.

Si l'on oublie maintenant les avatars de la couverture pédologique au niveau des bas de pente et que l'on ne s'intéresse plus qu'aux profils des « sols rouges » des centres d'interfluves, on constate qu'ils forment une suite logique et ordonnée selon le gradient climatique : une climato-séquence.

Il faut maintenant examiner ce qui se passe au niveau des caractéristiques physico-chimiques de ces « sols rouges » de transition et, dans la mesure du possible, préciser le caractère lessivé de ces sols ainsi que les transformations qui interviennent au niveau des horizons d'altération.

---

# 8

## **Caractérisation analytique des « sols rouges » de la climato-séquence**

### **INTRODUCTION**

Ce chapitre est divisé en deux parties d'égale importance :

— une première partie où est exposée la caractérisation physico-chimique globale des cinq profils de « sols rouges » d'interfluves évoqués au chapitre précédent : B01, B31, C01, C11 et C31, ainsi que du profil ferrallitique MUTA01;

— une seconde partie où est abordée la caractérisation des argiles de ces mêmes profils; une attention particulière sera accordée à l'étude détaillée de la fraction argileuse du profil B31.

Dans la première partie, et pour conserver une certaine vision de la lithodépendance sur l'évolution des différents critères physico-chimiques retenus, la division du profil C01 en deux sous-profils au niveau des arènes a été maintenue (Fig. 61) : arènes sur roche riche en mica (micaschiste) et arènes sur gneiss leucocrate.

## I — CARACTERISATION ANALYTIQUE GLOBALE

### A - ANALYSES PEDOLOGIQUES CLASSIQUES

Parmi les nombreuses données analytiques recueillies sur les « sols rouges », quatre variables, présentées sous forme de figures, ont été sélectionnées pour illustrer les changements qui interviennent au niveau de la transition climatique.

#### 1.- pH et $\Delta pH$

On commencera cet exposé par l'examen des valeurs du pH; la détermination du pH est certainement l'analyse de routine la plus systématiquement réalisée en science du sol. Sur les  $pH_{eau}$ , dont les valeurs se situent le plus souvent entre 5,5 et 7,0, il n'y a pas de commentaires importants à faire. Ce sont surtout les valeurs très faibles atteintes par certains  $pH_{KCl}$  (TABL. XVII) et, corrélativement, les valeurs exceptionnellement fortes obtenues pour le  $\Delta pH$  (c'est-à-dire pour la différence entre  $pH_{eau}$  et  $pH_{KCl}$ ), dans les niveaux d'arènes des profils de la zone de transition, qui attirent l'attention.

Le  $\Delta pH$  reflète l'échange qui se produit entre le potassium de la solution de  $KCl 1M$  et les ions  $H_3O^+$  échangeables du sol. L'examen des données montre que les valeurs les plus fortes du  $\Delta pH$  sont atteintes dans les arènes des roches les plus riches en micas. Ceci est bien été mis en évidence pour le profil C01 où l'on a étudié parallèlement ce qui se passait au niveau du gneiss leucocrate et au niveau d'une passée de micaschiste. On constate alors (Fig. 62) qu'à la même profondeur, 210 cm, le  $\Delta pH$  est très élevé (2,16) dans le micaschiste et qu'il reste modéré (1,03) dans le gneiss.

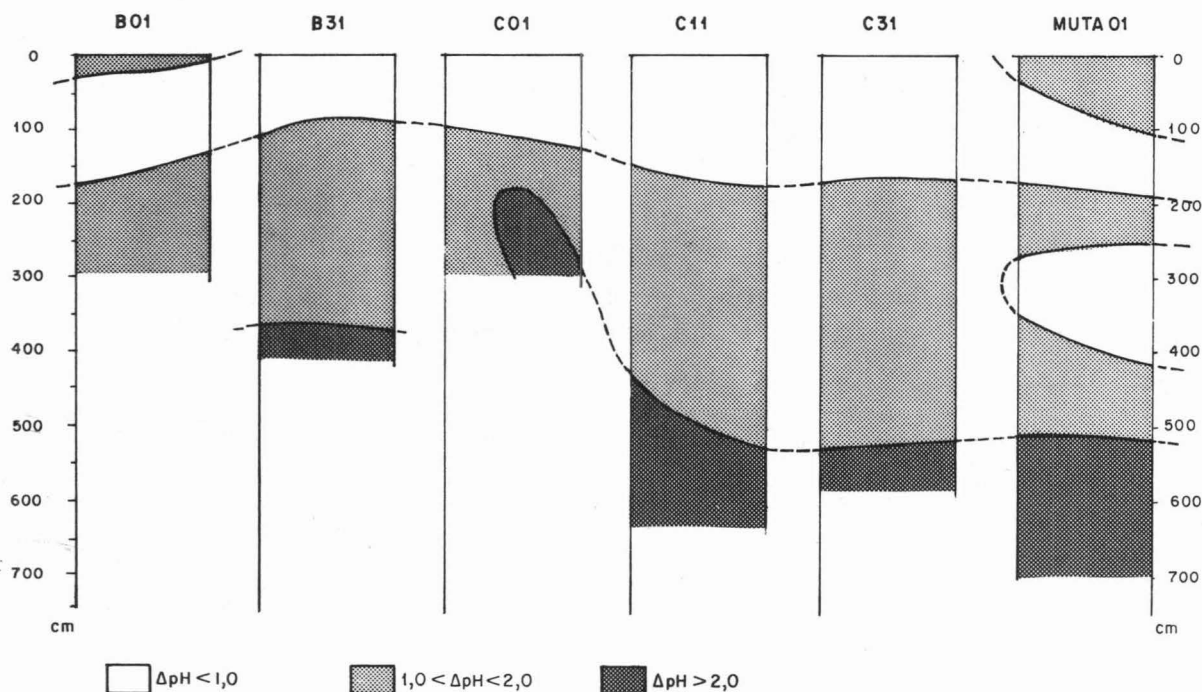


Fig. 62.  $\Delta pH$  des « sols rouges » de la séquence climatique.

On peut aussi montrer que la réaction d'échange n'est pas indifférente à la nature du cation qui intervient et qu'elle est sélective vis à vis du potassium. En effet, si l'on mesure le pH dans des solutions d'un autre sel, par exemple  $\text{CaCl}_2$  0,01M, on obtient des valeurs de la différence ( $\text{pH}_{\text{eau}} - \text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ ) très inférieures à celles du  $\Delta\text{pH}$  (TABL. XVII). Il est normal d'enregistrer un  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$  compris entre le  $\text{pH}_{\text{eau}}$  et le  $\text{pH}_{\text{KCl}}$  (DEMOLON, 1952), mais les différences sont généralement moins fortes et le  $\Delta\text{pH}$  est normalement de l'ordre de 1,5 fois la différence ( $\text{pH}_{\text{eau}} - \text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ ). Il existe donc, au niveau des arènes de la zone de transition climatique, un phénomène particulier de forte affinité pour le potassium; il s'agit certainement de la refixation de cet élément dans les cavités interfoliaires des micas qui en ont perdu au cours de l'altération. Cette affinité se manifeste d'autant plus que la roche altérée est riche en mica.

Mais, même dans les arènes des roches pauvres en mica, le phénomène peut exister : on observe par exemple un  $\Delta\text{pH}$  de 2,24 pour l'arène du gneiss leucocrate, à 420 cm de profondeur, au niveau du profil B31 et un  $\Delta\text{pH}$  de 1,51 pour de gros cristaux de feldspaths isolés d'une pegmatite, à la même profondeur, dans le même profil. On sait, grâce à l'étude micromorphologique, qu'à cette profondeur l'altération consiste principalement en une séricitisation des feldspaths du gneiss; il y a de ce fait beaucoup plus de matériel micacé dans l'arène qu'il n'y en avait dans le gneiss non altéré. Ce matériel micacé doit donc aussi présenter une forte tendance à la refixation du potassium. Finalement les fortes valeurs du  $\Delta\text{pH}$  observées à la base des profils de la zone de transition climatique traduisent la nature du processus principal d'altération : la séricitisation.

Du point de vue de la fertilité des sols, l'existence d'une zone à forte affinité potassique dans ces profils doit jouer le rôle d'écran et empêcher la lixiviation profonde de cet élément, constituant ainsi un facteur de maintien de la fertilité.

Tableau XVII

Valeurs de différents pH des horizons d'altération des profils de la séquence climatique

Echantillon		$\text{pH}_{\text{eau}}$	$\text{pH}_{\text{KCl}}$	$\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$	$\Delta\text{pH}$	différence
Profil	profondeur (cm)	(1)	(2)	(3)	(1) — (2)	(1) — (3)
B01	200-220	5,60	3,88	5,07	1,72	0,53
	300	6,46	4,61	5,97	1,85	0,49
B31	120-140	6,14	4,84	5,81	1,30	0,33
	320	5,81	4,47	5,62	1,34	0,19
	420	7,21	4,97	6,03	2,24	1,18
C01	210*	5,98	3,82	4,81	2,16	1,17
	305*	5,39	3,10	4,91	2,29	0,48
C11	540	6,57	4,28	5,19	2,29	1,38
	600	6,61	4,41	5,40	2,20	1,21
C31	225-250	5,65	3,46	4,41	2,19	1,24
	280-300	5,80	4,46	5,08	1,34	0,72
	350-380	5,51	3,35	4,48	2,16	1,03
	450	5,49	3,93	5,08	1,56	0,41
	580-600	6,80	3,70	5,49	3,10	1,31

\* micaschiste

## 2.- Granulométrie

La granulométrie (Fig. 63) est un bon indice du degré de transformation du matériau et l'évolution des profils granulométriques suit bien l'approfondissement des sols vers l'ouest.

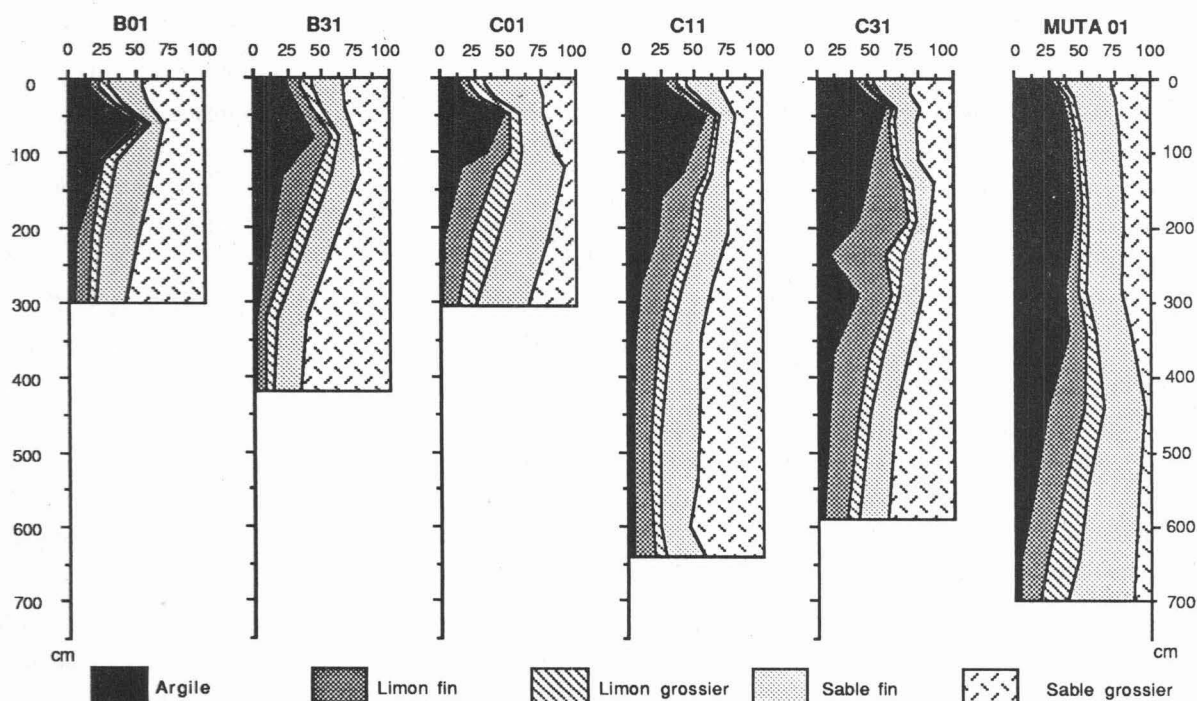


Fig. 63. Granulométrie des « sols rouges » de la séquence climatique.

Tous les profils granulométriques de la zone de transition se ressemblent et sont marqués par un maximum d'argile qui coïncide avec le sommet des horizons B; cette observation vient confirmer le caractère lessivé des profils de la zone de transition : aux revêtements des horizons B correspond bien une augmentation du taux d'argile granulométrique. Si l'on calcule maintenant l'indice de lessivage de l'argile (taux d'argile à la base de la nappe de gravats / taux d'argile au sommet des horizons B) le long du gradient climatique, on constate qu'il reste compris entre 1/1,8 et 1/2,3; il est donc partout très largement supérieur à la valeur 1/1,2 qui sert à définir l'horizon argilique de la *Soil Taxonomy* (USDA, 1975).

Au niveau du profil ferrallitique, le profil granulométrique ne présente plus aucun indice de lessivage de l'argile; en revanche, on observe une nette tendance à la disparition des deux classes de limons, et ceci est particulièrement net dans les horizons B entre 20 et 280 cm.

### 3.- Etat du complexe absorbant - Evolution du rapport S/T

Le taux de saturation en bases du complexe absorbant (S/T %) est un autre indicateur physico-chimique important (Fig. 64). La lixiviation des bases est très modérée dans la partie supérieure des profils, ceci est logique sous couvert forestier conservé. Le fait le plus étonnant réside dans la sursaturation importante (S/T % > 110), à moyenne profondeur, de tous les sols de la zone de transition. Cette sursaturation, en l'absence de traces d'accumulation calcaire (les pH<sub>eau</sub> des horizons où on l'observe sont généralement compris entre 5,5 et 6,5), est due à la présence de sels solubles à l'eau; des analyses complémentaires l'ont bien établi pour quelques horizons bien que les bilans soient le plus souvent difficiles à équilibrer (le tableau XVIII fournit quelques exemples).

Ce phénomène cesse, où se situe à une profondeur très importante, avec les premiers sols ferrallitiques, donc avec l'apparition d'un drainage annuel régulier.



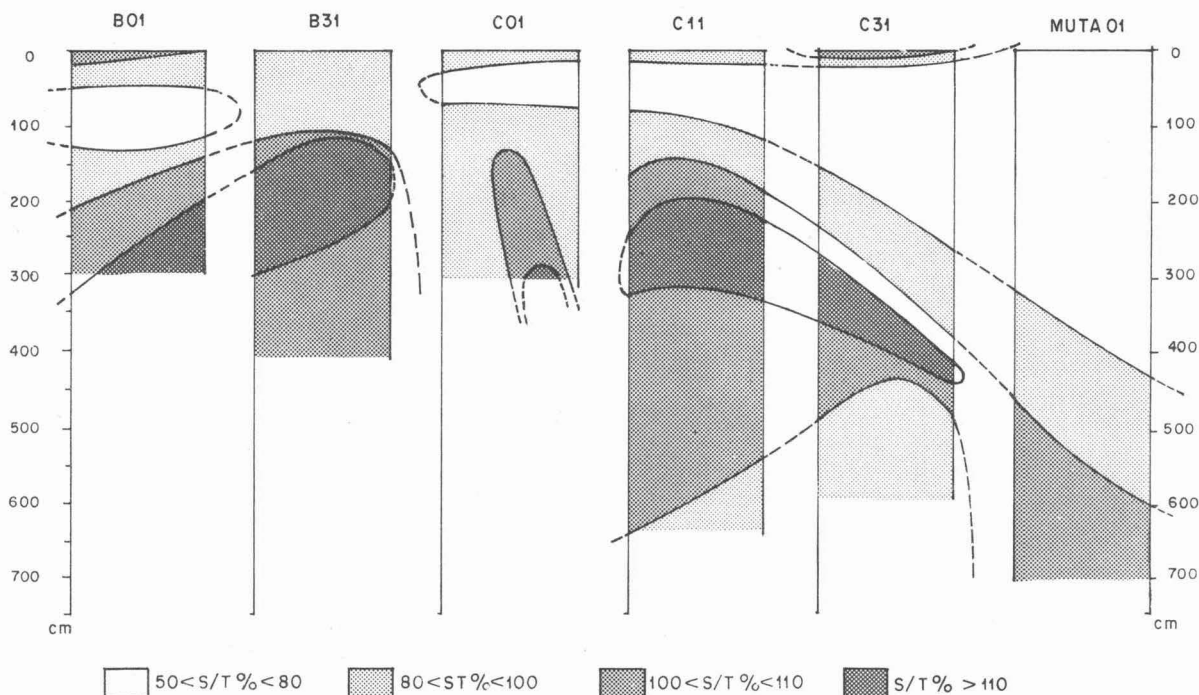


Fig. 64. Taux de saturation du complexe absorbant (S/T %) des « sols rouges » de la séquence climatique.

Tableau XVIII

« Sols rouges » de la séquence climatique : éléments échangeables, CEC et éléments solubles à l'eau pour quelques horizons

Profil/Profondeur	Echangeables par $\text{NH}_4$ (me/100g)					CEC T	Solubles à l'eau (me/100g)				
	Ca	Mg	K	Na	S*		Ca	Mg	K	Na	$\Sigma^{**}$
B01/300 cm	1,9 *	0,7	1,6	0,1	4,3	3,7	0,3	0,1	0,2	0,1	0,7
B31/120-140 cm	7,0	1,8	0,2	0,8	9,8	8,5	0,4	0,2	0,1	0,1	0,8
B31/320 cm	2,6	1,4	0,2	0,6	4,8	4,2	0,3	0,0	0,0	0,1	0,4
C11/340-350 cm	3,2	1,3	0,1	0,6	5,2	4,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3

\* S : somme des éléments échangeables; \*\*  $\Sigma$  : somme des éléments solubles à l'eau

La présence de sels solubles est un indice que l'on peut relier au bilan de l'eau dans les profils : au drainage climatique nul pratiquement toutes les années de la zone semi-aride de Gundlupet, correspondent des sols où se développe un encroûtement calcaire; au drainage climatique très irrégulier et encore nul en année médiane de la zone de transition, correspondent des sols à horizons profonds enrichis en sels solubles.

Pour ces sels solubles, il ne peut être question d'héritage paléoclimatique, car une percolation un peu plus importante de l'eau en année humide doit normalement les mobiliser vers la profondeur. Il est d'ailleurs vraisemblable, qu'après une série d'années humides, l'accumulation des sels solubles s'estompe et qu'elle se renforce, et se localise plus près de la surface, après un cycle d'années sèches.

#### 4.- Rapport Ki de l'analyse triacide

Le rapport Ki ( $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$  moléculaire) sera le quatrième et dernier critère retenu pour caractériser les sols de la zone de transition climatique. Les valeurs prises par ce rapport le long du gradient climatique (Fig. 65) évoluent de façon relativement conforme à ce que l'on pouvait imaginer : elles diminuent avec l'augmentation des précipitations et sont voisines de 2 (kaolinite) au pôle ferrallitique. On doit cependant noter que, dès le début de la zone de transition, les horizons B présentent des valeurs du rapport Ki comprises entre 2 et 2,5, donc nettement inférieures à ce que l'on observait pour les sols de la zone semi-aride. Ce critère montre qu'il existe une certaine **discontinuité** entre les horizons B de la zone semi-aride et ceux de la zone de transition climatique, cette discontinuité doit se retrouver au niveau de la minéralogie des argiles.

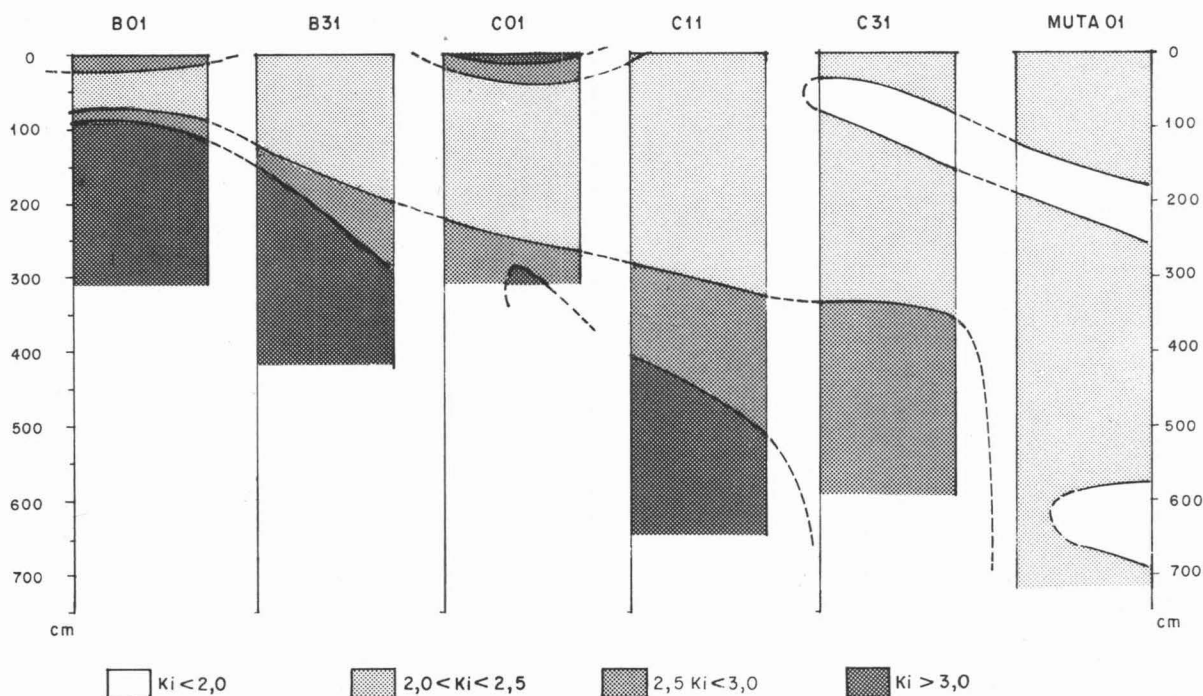


Fig. 65. Rapport Ki des « sols rouges » de la séquence climatique.

## B - ETUDE DES DIFFERENTES FORMES DU FER

### 1.- Données

La mise en évidence des différentes formes du fer a été conduite selon le protocole établi à l'issue de l'étude du profil GU01 : extraction par des réactifs chimiques sélectifs et détermination de la fraction facilement extractible à l'acide chlorhydrique par l'interprétation d'une cinétique employant alternativement HCl 8N et NaOH 0,5N. Les résultats de ces analyses sont synthétisés figure 66.

Les résultats d'extraction de l'aluminium par le réactif CBD et l'oxalate laissent apparaître une différence importante pour certains horizons où l'on note : Al CBD >> Al oxalate. Ces différences ont été interprétées (JEANROY, 1983; GUILLET et JEANROY, 1985) comme résultant de la libération, par le réactif CBD,

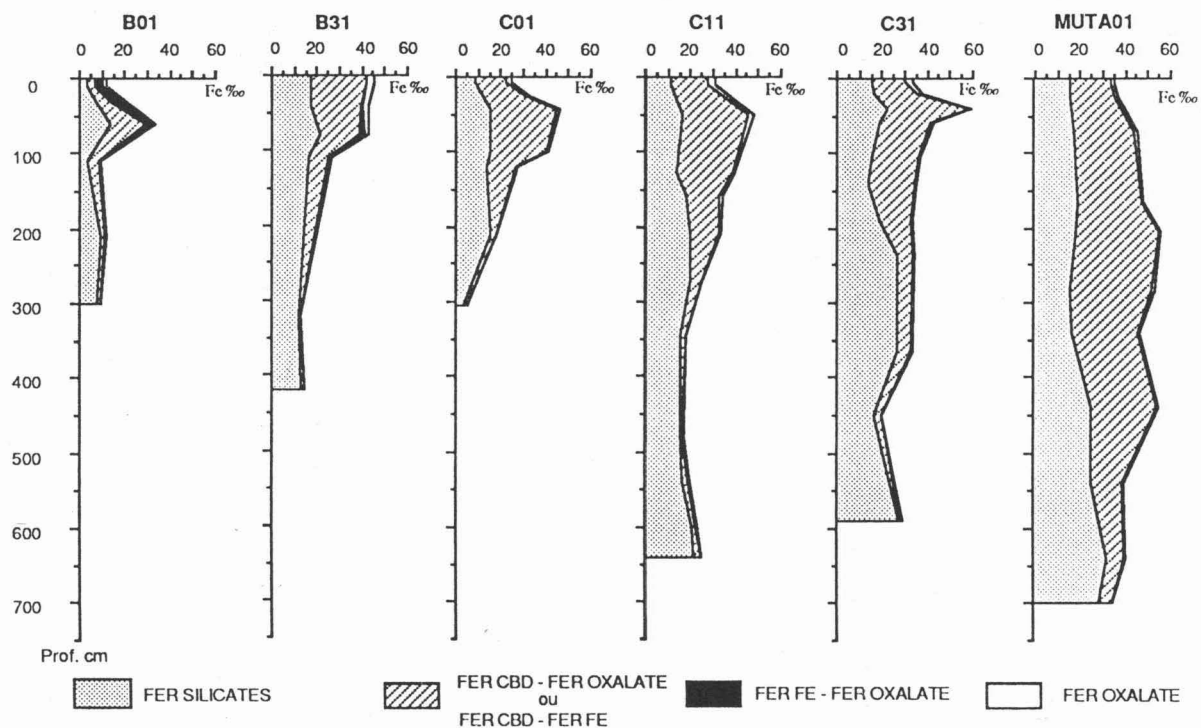


Fig. 66. Les différentes formes du fer dans les « sols rouges » de la séquence climatique.

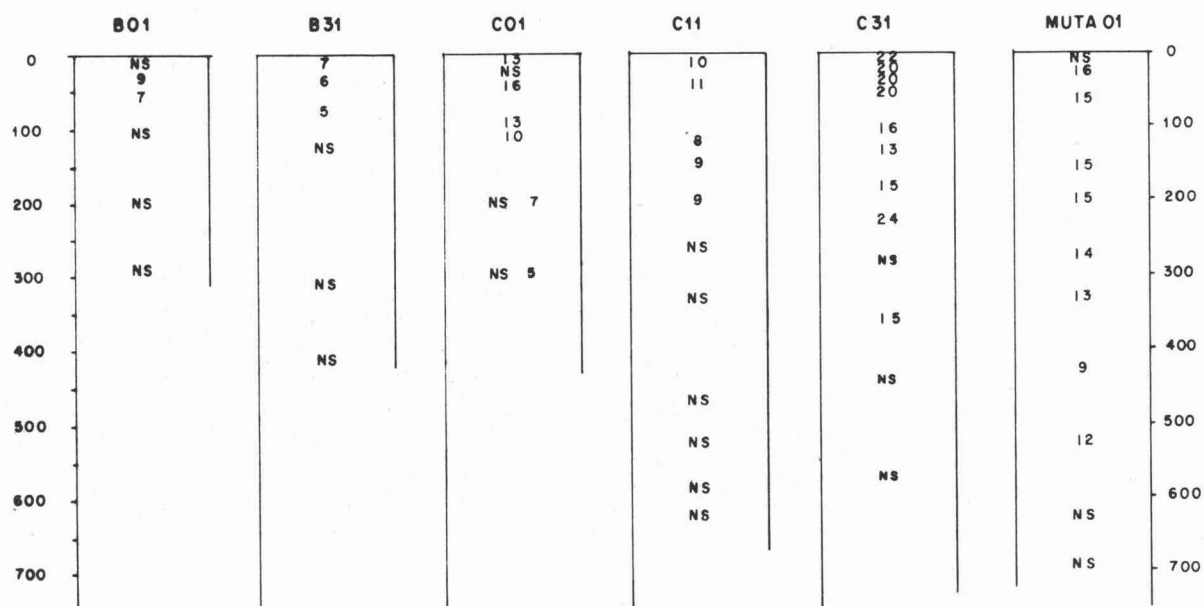


Fig. 67. Taux de substitution moléculaire des oxydes de fer par l'aluminium dans les « sols rouges » de la séquence climatique.

de l'aluminium substitué dans les oxydes de fer lors de la destruction de ces derniers; destruction qui n'a pas lieu avec l'oxalate. Le taux de substitution n'a été calculé que lorsque cette différence a été jugée significative, c'est-à-dire non imputable aux erreurs analytiques : on a adopté la règle de ne calculer le taux de substitution moléculaire que pour des différences Al CBD — Al oxalate supérieures à 50 mg/100g. Les résultats bruts de ces calculs sont donnés figure 67 (contrairement à d'autres, ils n'ont pas été interpolés, car une valeur non significative correspond à une indétermination et non à une valeur forcément faible).

## 2.- Commentaires

La quantité de fer libéré par la pédogenèse augmente en allant vers le pôle humide de la séquence et le fer est libéré à des profondeurs de plus en plus importantes. Par rapport aux premiers profils B01, B31 et C01, la quantité de fer total augmente aussi de façon appréciable dans les horizons profonds des profils C11, C31 et MUTA01; le taux de libération du fer pour les horizons analysés les plus profonds reste de ce fait relativement constant et voisin de 10 % pour toute la séquence.

Des changements qualitatifs importants interviennent dans la composition de la fraction fer libre :

— le fer facilement extractible, encore présent dans les deux premiers profils de la séquence, B01 et B31, n'apparaît plus ensuite (Fig. 66);

— le taux de substitution des oxydes de fer par l'aluminium (Fig. 67), calculé d'après les résultats du fractionnement chimique, est faible au niveau des deux premiers profils, B01 et B31, il devient important dans les horizons B et BC des profils suivants.

## C - ENSEIGNEMENTS APPORTES PAR L'ETUDE ANALYTIQUE GLOBALE

C'est bien une **évolution progressive**, entre le type de sol se développant en zone semi-aride et les sols ferrallitiques, qu'a permis de préciser l'étude analytique globale des « sols rouges » de la séquence climatique.

Cette évolution peut être illustrée au moyen de la représentation des différents horizons analysés dans le plan défini par le rapport  $K_i$  et le taux de fer libre (CBD). Pour construire ce diagramme (Fig. 68), les sols rouges ont été regroupés selon les systèmes morphopédologiques définis au chapitre précédent : B01 et B31 représentent la première moitié de la zone de transition climatique (notée A); C01, C11 et C31, la seconde moitié (notée B) et MUTA01, le pôle ferrallitique (noté C). Les horizons des profils GU01 et GUIN2 ont été figurés pour représenter les sols typiques de la zone semi-aride. Cette représentation permet de constater :

— qu'il n'existe pas de point correspondant à un horizon de la zone de transition et se retrouvant dans le domaine des horizons de la zone semi-aride : cette représentation permet donc de bien séparer les « sols rouges » typiques de la zone semi-aride des ceux de la zone de transition climatique.

— qu'en revanche, il existe en revanche un fort recouvrement entre les horizons des deux systèmes morphopédologiques retenus pour caractériser la zone de transition : les points afférents à la seconde moitié de la zone de transition se retrouvent en grand nombre mêlés à ceux de la première moitié. Seules les courbes enveloppes des horizons présentant les  $K_i$  les plus faibles figurent dans un ordre logique sur la figure (les plus faibles  $K_i$  étant atteints dans la seconde partie de la zone de transition, ce que permettait déjà de voir la figure 65).

La zone de transition climatique se présente donc comme un **continuum** et le **passage au domaine ferrallitique se fait de façon très progressive**; en revanche, les sols de cette zone de transition sont assez **nettement différents de ceux de la zone semi-aride**.

Cette façon de voir n'est pas uniquement liée aux variables choisies pour construire le diagramme de la figure 68; elle ne fait que confirmer ce que l'on pouvait pressentir à l'examen des chiffres concernant le  $\Delta pH$ , l'indice de lessivage, les éléments solubles et le taux de substitution par l'aluminium dans les oxydes de fer.

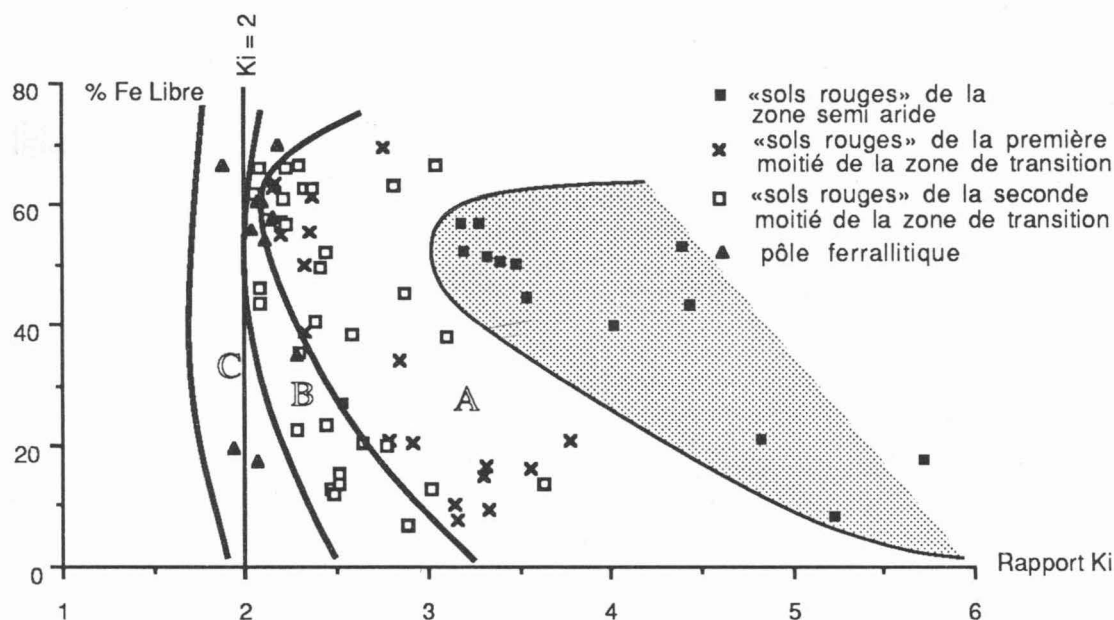


Fig. 68. Représentation des différents horizons des « sols rouges » de la séquence climatique et du profil ferrallitique MUTA01, dans le plan défini par le rapport Ki et le taux de fer libre (CBD); les horizons des profils de « sols rouges » encroûtés GU01 et GUIN2 de la zone semi-aride ont été représentés. Pour chaque zone morphopédologique (notée A, B ou C), les courbes enveloppes (en traits épais) des points situés vers les Ki les plus faibles ont aussi été tracées.

## II — CARACTERISATION DES ARGILES

### A.- LES DONNEES DE L'ANALYSE DIFFRACTOMETRIQUE

#### 1.- Données globales acquises sur les différents profils

Les espèces minérales composant la fraction inférieure à  $2\ \mu\text{m}$  des différents échantillons des profils B01, B31, C11 et C31 ont été déterminées par DRX. Trois de ces profils sont représentés figure 69 pour illustrer l'évolution minéralogique de la fraction inférieure  $2\ \mu\text{m}$  le long du gradient climatique (les résultats obtenus pour le profil C11, non représentés, sont pratiquement identiques à ceux illustrés par le profil C31).

On remarque que les trois profils minéralogiques reproduits se ressemblent beaucoup et que les types d'argile sont les mêmes pour tous les profils de la zone de transition climatique. Les principales variations enregistrées concernent la profondeur à laquelle on trouve les différents types argileux : ainsi les interstratifiés gonflants (10-14Sm) sont présents en quantité notable à partir de 200 cm au niveau du profil B01; au niveau des profils B31 et C31, il faut descendre respectivement jusqu'à 420 cm et 380 cm pour les identifier. Ceci est en parfaite conformité avec les variations des différents paramètres physico-chimiques étudiées dans les pages précédentes et, notamment, avec les variations du rapport Ki. Une autre différence concerne le cortège argileux des

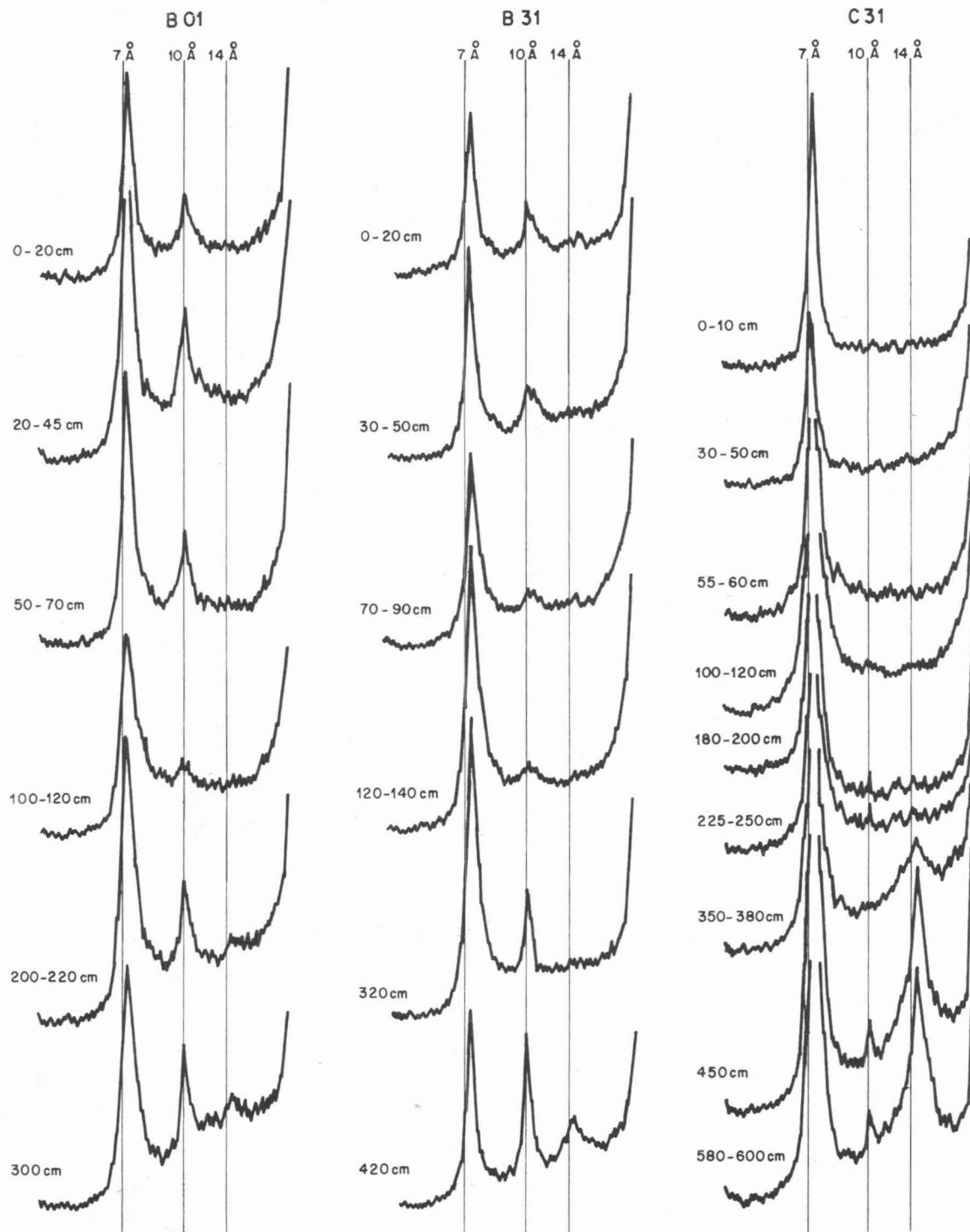


Fig. 69. « Sols rouges » de la séquence climatique : diagrammes diffractométriques réalisés sur les fractions inférieures à  $2\ \mu\text{m}$  des différents horizons de trois profils (seul le diagramme normal — sans traitement, sauf déferrification éventuelle — est représenté).



horizons supérieurs : alors qu'il est constitué d'un mélange kaolinite - illite dans les premiers profils, la kaolinite devient l'unique minéral présent de façon importante au niveau des horizons A et B du profil C31.

Les déterminations effectuées sur les échantillons du profil ferrallitique MUTA01, non illustrées ici, ont montré que les argiles étaient quasi-exclusivement des kaolinites jusqu'à 5 m de profondeur; ces kaolinites, examinées au MET, se présentent en plaquettes hexagonales régulières. Il faut atteindre la profondeur de 7 m pour retrouver des quantités importantes d'interstratifiés gonflants (10-14Sm).

## 2.- Données sur l'altération profonde des micas et des feldspaths au niveau du profil B31

La base du profil B31 est parcourue par un filon de pegmatite duquel il a été possible d'isoler un lot de micas ainsi qu'un lot de feldspaths; tous les minéraux étant partiellement altérés. Les déterminations réalisées sur les fractions argileuses extraites de ces minéraux altérés (Fig. 70) montrent de grandes différences :

— les micas (Fig. 70A) s'altèrent en donnant des minéraux à 7 Å désordonnés (pic large, dissymétrique et ne passant que partiellement à 10 Å au traitement hydrazine), des micas résiduels (ou des illites de transformation) et une quantité importante d'interstratifiés gonflants (10-14Sm);

— les feldspaths (Fig. 70B) s'altèrent en kaolinite (80 %) bien cristallisée, passant totalement à 10 Å au traitement hydrazine, et en illite (20 %), forcément de néoformation cette fois-ci. Les interstratifiés gonflants ne sont plus qu'à l'état de traces. La séricitisation des feldspaths est donc confirmée par l'étude de DRX, mais elle

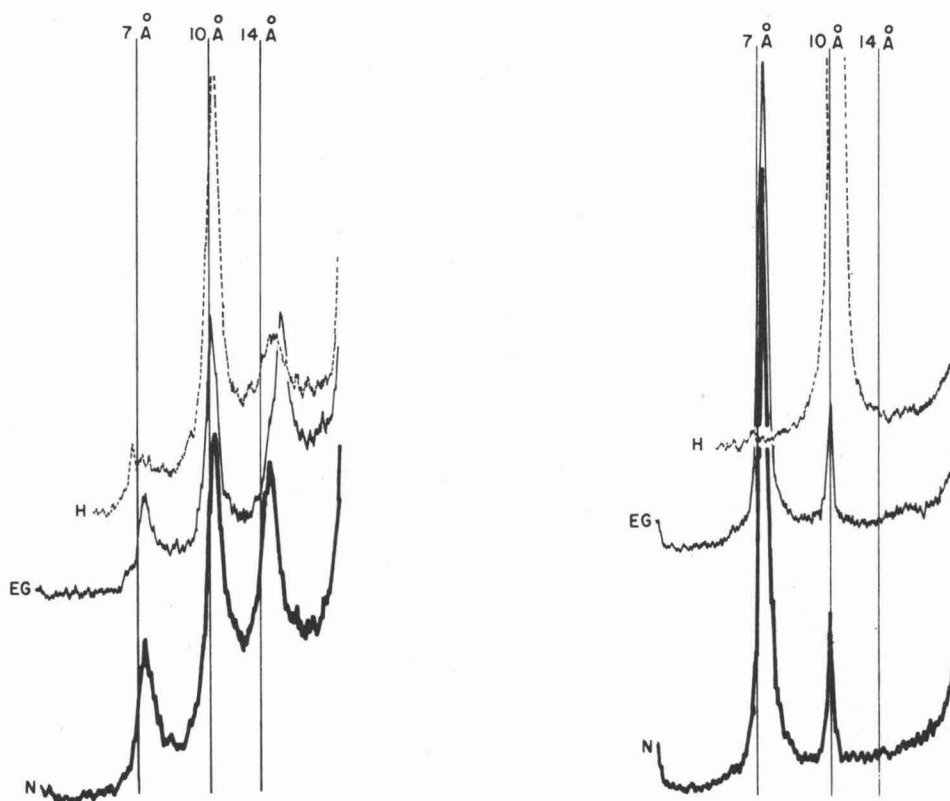


Fig. 70. « Sols rouges » de la séquence climatique : diagrammes diffractométriques réalisés sur les fractions inférieures à 2 µm extraite des minéraux de la pegmatite, à 420 cm de profondeur, au niveau du profil B31 : A : fraction argileuse extraite des micas; B : fraction argileuse extraite des feldspaths (N : normal, EG : éthylène-glycol et H : hydrazine).

est accompagnée, ou immédiatement suivie, par une kaolinisation importante qui semble être le processus principal de transformation; la kaolinisation apparaît donc très précocement dans ce profil.

### 3.- Commentaires

La bisiallisation reste importante à la base de tous les profils de la zone de transition où elle aboutit à des illites ainsi qu'à des interstratifiés gonflants (10-14Sm); elle coexiste avec la monosiallisation et l'on obtient une paragenèse kaolinite - illite - interstratifiés gonflants. C'est vers le pôle humide de la zone de transition, et dans le haut des profils, que la monosiallisation tend à devenir exclusive, préfigurant ainsi la zone ferrallitique.

L'altération des micas, produisant en quantité importante des interstratifiés gonflants, n'est pas sans rappeler ce que l'on observait dans la zone semi-aride; la roche doit donc ici encore éclater sous l'effet des pressions importantes résultant de cette altération. C'est peut être ce qui explique la fissuration développée, que l'on observe en lames minces, dans les horizons d'altération profonds; cette fissuration semble précéder et guider la séricitisation des feldspaths, qui ne s'intensifie vraiment, qu'un peu plus haut dans le profil.

## B - CARACTERISATION DE LA SERICITISATION AU MEB (PROFIL B31)

La séricitisation est habituellement considérée comme un phénomène de la rétrodiagenèse profonde. La considérer comme un processus d'altération météorique, et, finalement, comme une variante de la bisiallisation, est une attitude qui demande à être étayée par quelques observations et analyses complémentaires.

Trois lames minces du profil B31, confectionnées à partir de prélèvements à 105, 320 et 420 cm, ont été examinées au MEB et analysées à la microsonde pour caractériser la séricitisation sur des sites choisis à l'issue de l'étude au microscope optique.

Avant d'exposer et d'interpréter les faits concernant la séricitisation au niveau du profil B31, il est apparu nécessaire de rappeler quelques données bibliographiques générales concernant ce processus.

### 1.- Rappel des données bibliographiques concernant la séricitisation

La séricitisation des plagioclases a été souvent décrite [DE LAPPARENT (1909) et MILLOT (1949) cités par MILLOT, 1964; LELONG et MILLOT, 1966; MEILHAC et TARDY, 1970; DEJOU *et al.*, 1977; MEUNIER (1980) dont les résultats sont cités par PEDRO (1981, 1987 b)].

LELONG et MILLOT (1966), étudiant des exemples tropicaux pris en Guyane, considèrent que les séricites de tailles variables qu'ils observent sont issues de la diagenèse régressive profonde (zone de cimentation); elles résulteraient d'une évolution en milieu alcalin (MILLOT, 1964; LELONG et MILLOT, 1966). Elles sont alors considérées comme faisant partie de l'héritage géologique, c'est-à-dire de la "roche mère" du sol. Elles se comportent ensuite comme des minéraux en transit dans la zone d'altération intermédiaire, ou zone de départ, au sein de laquelle elles s'altèrent difficilement.

La plupart des auteurs ayant travaillé en milieu tempéré distinguent grandes séricites et petites séricites; DEJOU *et al.* (1977) ont résumé les opinions qui prévalent sur l'origine des différents types de séricites dans les sols tempérés :

- la grande séricite est généralement considérée comme un produit de la diagenèse profonde;
- les opinions sont plus nuancées sur l'origine de la petite séricite : néoformation dans la zone de rétrodiagenèse ou produit de l'altération météorique.

Sur des échantillons provenant de l'altération d'un granite à deux micas en Vendée, MEUNIER (1980) a montré que les petites séricites avaient une origine et une composition variées; il relève une composition de phengite pour les petites séricites incluses dans les feldspaths et issues de la rétrodiagenèse.

## 2.- Exposé des faits

### (a) - CONCERNANT LA SERICITISATION DANS L'ARENE PROFONDE (A 420 CM)

Des observations au MEB (Pl. XV) et des analyses à la microsonde (TABL. XIX) ont été réalisées sur les biotites et sur les feldspaths de cet horizon pour compléter les données acquises précédemment sur l'altération de ces deux types de minéraux.

Tableau XIX

Profil B31 : résultats des analyses à la microsonde sur lame mince de l'arène profonde

N° analyse	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	Ki	Matériel analysé
<i>Profil B31 gneiss à 420 cm</i>											
106	54,06	40,01	1,96	0,14	0,00	1,14	0,12	1,98	0,59	2,30	séricite/kaol
107	53,15	42,02	1,86	0,15	0,28	0,87	0,18	0,33	1,16	2,15	"kaolinite"
108	61,00	21,82	0,06	0,00	0,00	0,00	2,06	0,10	14,96	4,75	plagioclase
109	72,35	23,08	0,41	0,01	0,10	1,93	0,20	0,85	1,07	5,33	pile de feuillets ?
110	49,78	40,04	1,03	0,20	0,14	0,90	0,12	6,45	1,35	2,11	"kaolinite K"
111	54,59	43,27	0,46	0,09	0,08	0,17	0,04	0,69	0,61	2,14	"kaolinite"
112	50,91	40,10	0,34	0,12	0,18	0,00	0,00	7,96	0,39	2,16	"kaolinite K"
113	54,41	42,47	1,07	0,42	0,01	0,81	0,07	0,23	0,51	2,18	"kaolinite"
114	53,11	42,26	1,08	0,19	0,00	1,41	0,12	0,72	1,11	2,14	"kaolinite"
115	51,14	32,93	3,49	0,00	0,11	2,64	0,13	8,69	0,88	2,64	séricite

Dans les biotites, de nombreuses séricites incluses (analyse 115) ont été identifiées; certaines de ces séricites présentent de plus une tendance marquée vers la kaolinisation (analyses 106 et 114 : perte de K et diminution du Ki). On observe aussi quelques concentrations siliceuses entre les feuillets des biotites.

Trois exemples de fissures ont été retenus pour analyser ce qui se passe en bordure des feldspaths :

— le premier exemple (Pl. XV, photo 72) concerne une fissure interne à un plagioclase (oligoclase très riche en sodium, analyse 108); la bordure du feldspath semble se débiter en "copeaux" qui se soulèvent, s'écartent en éventail avant de se détacher. Ces "copeaux" ont une composition très proche de la kaolinite (analyse 107); ils présentent un enrichissement perceptible en potassium par rapport au feldspath d'origine qui n'en contient pratiquement pas, mais la séricite n'a pas été mise en évidence.

— dans le second exemple (Pl. XV, photo 73), la fissure est située entre deux feldspaths; elle est totalement obstruée par des minéraux en forme de "piles" de livres. Au contact des feldspaths, les analyses indiquent, soit un matériel très riche en silice (analyse 109), soit une composition plus proche de celle de la kaolinite (analyse 110), mais avec une teneur en potassium (6,45 %) qui rappelle de celle d'un mica. Le centre de la fissure est occupé par du matériel à composition voisine de celle de la kaolinite (analyse 111).

— le troisième exemple étudié (Pl. XV, photo 74) est celui d'une fissure localisée entre un quartz et un plagioclase; le schéma se complique un peu du fait qu'une esquille de plagioclase (marquée Pl sur la photo) est restée du côté du quartz (marqué Q). Le plagioclase apparaît déjà assez fortement corrodé, deux particules en forme d'éventail ont été analysées dans la lumière de la fissure, la première (analyse 112) révèle une composition de type kaolinite (Ki = 2,16) avec une teneur en potassium (7,96) équivalente à celle d'un mica, la seconde (analyse 113) correspond à une composition de kaolinite plus classique (Ki = 2,18 et teneur en potassium faible). Le potassium de la particule de l'analyse 112 provient forcément d'un apport extérieur, car ni le plagioclase ni le quartz n'en contiennent.

## (b) - CONCERNANT LA SERICITISATION DANS L'ARENE A 320 CM ET DANS L'HORIZON BC A 105 CM

Dans ces deux horizons, la microscopie optique permettait déjà de très bien s'en rendre compte, les transformations des feldspaths ne sont plus limitées à la proximité des fissures, c'est la masse entière des minéraux qui est gagnée par l'altération. La progression de l'altération par rapport à ce qui a été observé à 420 cm est aussi très nette sur les images obtenues au MEB, sur coupe ou sur agrégat (Pl. XV). Des analyses à la microsonde (TABL. XX) permettent, ici encore, de préciser la nature des minéraux en fonction de leur morphologie.

Tableau XX

Profil B31 : résultats des analyses à la microsonde sur lames minces de l'arène à 320 cm et de l'horizon BC à 105 cm

N° analyse	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	Ki	Matériel analysé
<i>Profil B31 horizon BC à 105 cm</i>											
86	52,94	41,59	2,37	0,00	0,00	0,95	0,20	0,90	1,04	2,16	"kaolinite"
87	51,31	39,69	5,23	0,10	0,18	0,74	0,21	1,84	0,69	2,20	"kaolinite"
88	50,75	32,94	3,60	0,44	0,00	2,38	0,00	9,32	0,57	2,62	séricite
89	49,55	32,14	4,54	0,12	0,00	2,91	0,02	9,71	1,00	2,62	séricite
90	62,50	20,33	0,20	0,00	0,00	1,37	0,42	0,11	15,08	5,23	plagioclase
91	51,34	35,38	2,71	0,34	0,02	1,43	0,14	7,76	0,87	2,47	séricite
92	56,10	34,03	4,06	0,33	0,13	1,25	0,21	0,31	3,59	2,80	"kaolinite"
93	51,23	38,35	4,14	0,00	0,04	1,68	0,29	3,25	1,00	2,27	séricite côté serré
94	52,22	39,98	2,46	0,00	0,00	1,33	0,09	3,16	0,75	2,22	séricite côté ouvert
95	53,41	42,00	1,62	0,17	0,00	1,30	0,03	0,86	0,60	2,16	séricite
<i>Profil B31 arène à 320 cm</i>											
99	54,62	41,62	2,21	0,02	0,00	0,76	0,22	0,12	0,43	2,23	"kaolinite"
100	43,60	18,80	18,14	1,21	0,08	10,06	0,16	7,24	0,71	3,94	biotite
101	39,96	21,07	11,66	17,93	0,00	4,45	0,63	3,42	0,88	3,22	zone Ti de la biotite
102	5,44	3,11	11,65	78,21	0,00	0,11	0,40	0,26	0,81	2,97	oxyde de titane
103	64,31	22,53	4,66	0,15	0,55	0,33	2,11	0,01	5,36	4,85	revêtement
104	41,19	31,25	4,84	0,00	0,08	0,69	20,62	0,21	1,12	2,24	anorthite
105	50,95	32,40	3,56	0,08	0,05	2,95	0,00	9,44	0,57	2,67	séricite

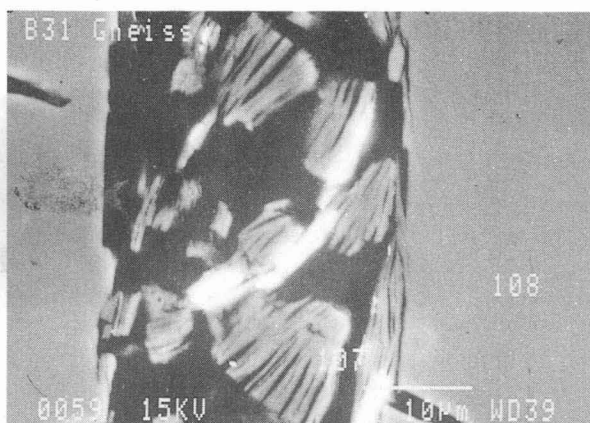
Les phyllosilicates les plus compacts apparaissant sur les coupes ont une composition chimique de type mica (analyses 88, 89 et 105). La formule structurale suivante a été calculée<sup>1</sup> à partir de l'analyse 89 :



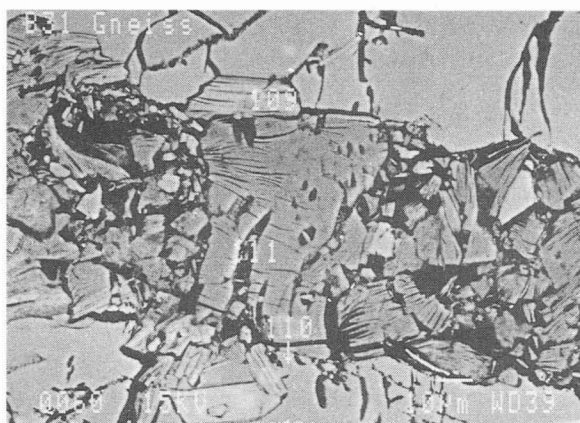
Elle se rapproche de la formule d'une phengite : rapport entre Si et Al tétraédriques supérieur à 3, et substitution partielle de l'aluminium octaédrique par du fer et du magnésium.

Quand ces sérícites s'ouvrent, la morphologie la plus fréquente que l'on observe est celle de piles de feuillets en éventail ou en accordéon (Pl. XV, photos 75, 76 et 77). En coupe (Pl. XV, photo 75), les piles apparaissent fréquemment pincées à une extrémité et ouvertes à l'autre; les analyses réalisées sur ces piles montrent que la composition chimique de l'extrémité pincée est intermédiaire entre la composition d'une sérícite et celle d'une kaolinite, alors que celle de l'extrémité ouverte se rapproche plus de la composition de kaolinite (perte de silicium, du fer et du potassium). Des différences de même nature sont perceptibles au niveau des accordéons examinés sur agrégat (Pl. XV, photos 76 et 77) pour lesquels on peut juste constater la présence ou

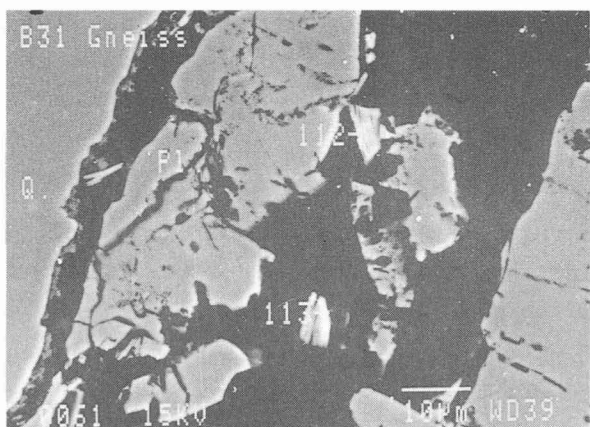
<sup>1</sup> En considérant tout le fer sous forme Fe<sup>+++</sup>



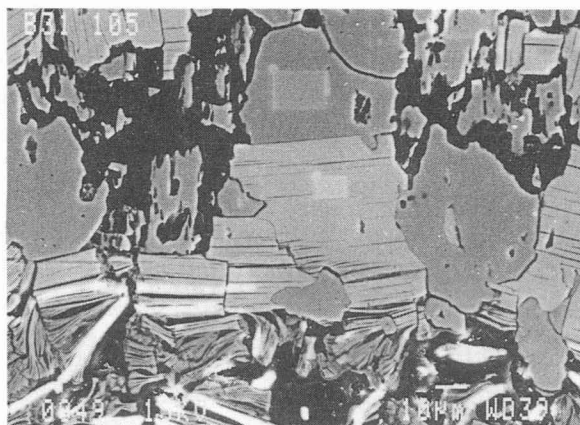
**Photo 72 :** Profil B31, arène profonde à 420 cm : premier stade d'altération d'un feldspath : séricitisation en "copeaux" au voisinage de la porosité, site n°1 du texte.



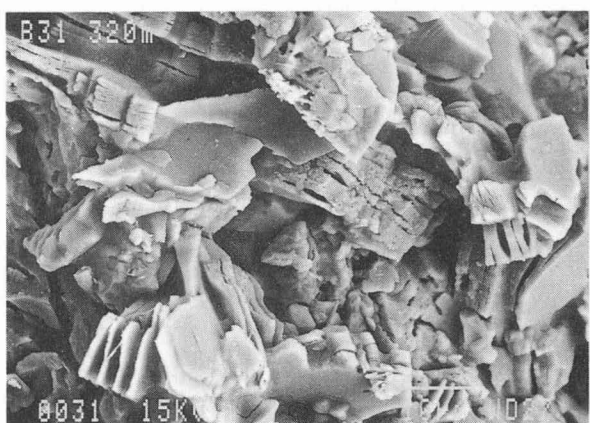
**Photo 73 :** Profil B31, arène profonde à 420 cm : altération au niveau d'une fissure entre deux feldspaths, site n°2 du texte.



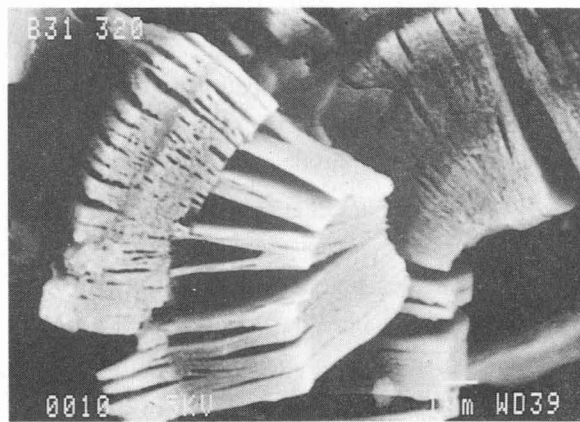
**Photo 74 :** Profil B31, arène profonde à 420 cm : altération d'un plagioclase (Pl) à proximité d'un quartz (Q), site n°3 du texte.



**Photo 75 :** Profil B31, horizon BC à 105 cm : vue générale, sur coupe, de la séricitisation d'un feldspath.



**Photo 76 :** Profil B31, horizon d'altération à 320 cm : vue générale, sur agrégat, de la séricitisation d'un feldspath.



**Photo 77 :** Profil B31, horizon d'altération à 320 cm : détail d'un accordéon de "séricite" : K est présent uniquement dans la partie centrale à feuillets serrés

**PLANCHE XV :** Zone de transition climatique : aspects de la "séricitisation" des feldspaths au niveau du profil B31 (MEB, Clichés Ph. KARCHER).



l'absence des éléments chimiques : l'axe des accordéons est composé de Si, Al, Fe et K; en bordure, K a disparu et Fe n'est plus guère détectable.

### 3.- Interprétations

#### (a) - CONCERNANT LA SERICITISATION DANS L'ARENE PROFONDE A 420 CM

L'étude micromorphologique classique avait montré qu'à 420 cm la séricitisation des feldspaths et des biotites semblait constituer le principal phénomène d'altération; qu'elle était encore limitée et intervenait surtout en bordure des fissures pour les feldspaths. L'étude de DRX sur la fraction inférieure à 2  $\mu$ m a permis de préciser, qu'au niveau des feldspaths, la kaolinisation prenait vite beaucoup d'importance.

C'est surtout l'importance de la kaolinisation des feldspaths que confirment les observations et analyses réalisées à l'aise du MEB et de la microsonde sur cet horizon. La kaolinisation semble idéalement se dérouler en trois temps :

— 1<sup>er</sup> temps : séricitisation du feldspath, généralement au voisinage de la porosité; il faut alors nécessairement faire intervenir un apport extérieur (fourniture par les biotites ?) de potassium, quand le feldspath est un plagioclase;

— 2<sup>e</sup> temps, perte de silice et abaissement du rapport Ki; la perte du silicium (et du fer) précède généralement le départ du potassium et l'on observe alors des compositions chimiques correspondant à des illites ayant perdu de la silice ou à des "kaolinites potassiques"; il s'agit de toute évidence de minéraux en cours de transformation pour lesquels il est bien difficile de préciser une formule structurale;

— 3<sup>e</sup> temps, perte plus affirmée du potassium et transformation du matériel précédent en kaolinite.

La séquence évolutive complète n'est pas toujours représentée, et le premier exemple de fissure étudié ci-dessus ne permettait pas de mettre en évidence la séricitisation; seule la richesse en potassium des minéraux issu de la transformation (analyse 107) suggère un stade antérieur micacé.

La transformation feldspath  $\Rightarrow$  kaolinite ne semble donc pas se faire simplement par dissolution du feldspath / recombinaison des produits dissous sous forme de kaolinite; ce n'est en tous cas pas ce que laisse imaginer la photo 72 de la planche XIV qui fait plutôt penser à un développement épitaxial, ou même à une transformation topotaxique. Des études beaucoup plus complètes et fouillées seraient cependant nécessaires pour appréhender les détails cristallographiques de cette transformation.

#### (b) - CONCERNANT LA SERICITISATION DANS L'ARENE A 320 CM ET DANS L'HORIZON BC A 105 CM

Plus haut dans le profil, au niveau de l'arène à 320 cm, ou encore au niveau de l'horizon BC à 105 cm, l'altération des feldspaths produit des séricitites plus nombreuses et plus facilement observables qu'à 420 cm; ces séricitites semblent aussi évoluer moins rapidement et moins systématiquement vers la kaolinite, puisque l'on observe plus de matériel de composition chimique intermédiaire entre la séricitite et la kaolinite.

Les séricitites et la plupart des minéraux issus de leur transformation, qui ont été examinés au MEB, ont des dimensions dépassant très largement la taille des argiles granulométriques; ils sont plutôt de la taille des limons fins et des limons grossiers. Cette distorsion entre argile minéralogie et argile granulométrie peut expliquer les "anomalies" analytiques suivantes :

— le taux d'argile granulométrique de l'horizon d'altération à 320 cm est de 1,30 %, alors que la somme des produits dissous par le réactif triacide est de l'ordre de 15 % : plus de dix fois plus;

— la détermination globale des argiles par DRX laissait prévoir une forte prépondérance de la kaolinite (85 %) ce qui correspondait assez mal à un Ki de 3,15.

A 320 et à 105 cm, le schéma général de l'altération, tel qu'il a été défini pour l'horizon 420 cm, reste valable; mais on peut préciser que la séricitisation produit surtout des particules de la taille des limons, et que ce sont les transformations ultérieures qui doivent conduire à des kaolinites de petite taille.



Il est important de rappeler que la sérécitisation n'est plus le seul processus d'altération dans ces horizons puisque l'on a aussi observé, au microscope optique, des golfes de corrosion remplis de plasma brun amorphe.

#### 4.- Originalité de la sérécitisation observée dans les sols de la climato-séquence

La sérécitisation qui intervient dans les « sols rouges » de la zone de transition climatique apparaît, à plusieurs égards, assez différente de la sérécitisation décrite par les auteurs préalablement cités (notamment par LELONG et MILLOT, 1966) :

— Les observations micromorphologiques réalisées pour les différents horizons du profil B31 ont montré que l'abondance des sérécites était plus grande à 105 et 320 cm qu'à 420 cm; ceci est en contradiction avec une origine profonde.

— Pour ce même profil, il semble aussi que la sérécitisation profite, pour se développer, du réseau de fissures créé par la transformation partielle des biotites en édifices gonflants; elle ne serait donc, chronologiquement, que le second processus à intervenir. Il faut cependant souligner que la preuve absolue d'un tel étagement dans le temps des processus fait encore totalement défaut; cette preuve absolue serait constituée par un échantillon rocheux dont les biotites seraient déjà partiellement transformées en édifices gonflants et dont les plagioclases seraient intacts.

— L'étude détaillée des plages de sérécite des différents niveaux du profil B31 a montré une grande variété de compositions chimiques. Si l'on compare les analyses réalisées pour différentes profondeurs, il semble que la sérécitisation aboutisse plus systématiquement (ou de façon moins fugace) à des minéraux micacés (phengite) à 105 et 320 cm, qu'à 450 cm. Ces minéraux micacés se transforment ensuite lentement en kaolinite et perdent leur potassium en dernier lieu; ils se comportent donc comme des minéraux altérables et non pas comme des minéraux "en transit".

La dynamique du potassium au cours de cette sérécitisation est un phénomène important; les données disponibles sont cependant difficiles à interpréter :

— le milieu d'altération présente, dans son ensemble, une "faim" en potassium que mettent en évidence les fortes valeurs prises par le  $\Delta pH$ ;

— les sites où se produisent la sérécitisation doivent logiquement être des sites (temporairement ?) riches en potassium, ce qui est en contradiction apparente avec la constatation précédente;

— enfin, lors de la transformation des sérécites en kaolinite, le potassium semble ensuite rester, de façon assez inattendue, fixé à des minéraux 1/1 pour lesquels il ne devrait normalement plus présenter de grande affinité.

Ce qui vient d'être décrit est donc assez différent de la sérécitisation profonde, qui caractérise la zone de rétrodiagenèse, et qui fonctionne en milieu alcalin. Pour ne pas confondre les deux types d'évolution, il est peut être préférable d'utiliser, pour les phénomènes superficiels qui ont été décrits ici, le terme d'**illitisation** déjà employé par GAVAUD (1977) (ce terme correspond bien à ce que l'on note en dépouillant les données de la diffraction des rayons X, alors que le terme sérécitisation résulte de l'aspect des horizons altérés quand ils sont examinés en lame mince; il n'a pas de signification minéralogique très précise).

### C - ENSEIGNEMENTS APPORTES PAR LA CARACTERISATION DE LA FRACTION ARGILEUSE

L'étude de la fraction argileuse des « sols rouges » de la zone de transition climatique a permis de mettre en évidence plusieurs processus de formation des minéraux argileux :

— celui qui semble affecter précocement les zones les plus profondes des profils est une transformation des biotites en interstratifiés gonflants; on peut qualifier cette transformation de "résiduelle" par rapport à son grand développement dans la zone semi-aride, mais elle semble ouvrir la porte aux autres processus. Les minéraux issus de cette transformation ont tendance à disparaître ensuite dans les niveaux supérieurs des profils, et ce d'autant plus vite que l'on s'avance vers des zones recevant une pluviosité plus importante.

— le processus important qui suit de très près (ou accompagne) la transformation précédente est l'illitisation des feldspaths (surtout des plagioclases), mais aussi des biotites. Cette illitisation devient le phénomène prépondérant dans les horizons d'altération de moyenne profondeur.

— la kaolinisation est le troisième processus important mis en évidence; on a pu examiner en détail certaines transformations "séricite"  $\Rightarrow$  kaolinite. Il est vraisemblable que des néoformations directes de kaolinite à partir d'éléments en solution se produisent aussi, notamment dans les zones de plasma brun des feldspaths en cours d'altération plus haut dans les profils (horizons C très friables).

Une différenciation, concernant les minéraux argileux, apparaît le long de la transition climatique : alors que les horizons supérieurs des profils de la première moitié de la zone de transition présentent encore un taux important d'illite, vraisemblablement remontée par la faune; les horizons supérieurs des profils de la seconde moitié n'en contiennent pratiquement plus.

---

# Conclusions à l'étude des sols de la zone de transition climatique

En abordant l'étude des sols de la zone de transition climatique, l'objectif visé était double :

- prouver qu'une légère augmentation de la pluviosité provoquait l'apparition de caractères différents de ceux des sols de la zone semi-aride;
- identifier d'éventuels termes de transition entre les sols de la zone semi-aride et les sols ferrallitiques.

L'examen global de la zone de transition climatique a permis de reconnaître deux types de paysages morphopédologiques : l'un caractérisé par un rajeunissement généralisé des bas de pente et correspondant à la première moitié de la zone de transition; l'autre ne présentant pas cette caractéristique et correspondant à la seconde moitié de la zone de transition.

Cette disposition présente l'inconvénient d'enlever tout intérêt à la comparaison de toposéquences complètes échelonnées selon le gradient pluviométrique; elle oblige à restreindre l'étude à ce qui se passe au niveau des « sols rouges » occupant les positions hautes des paysages. A posteriori, il sera aussi nécessaire de s'assurer qu'il n'existe pas de conséquences plus ou moins directes du rajeunissement du bas de pente sur les « sols rouges » de l'interfluve.

Ce sont finalement cinq profils de « sols rouges » de la zone de transition climatique, plus un sol du domaine ferrallitique, qui ont été sélectionnés pour constituer une climato-séquence. Ils sont tous situés dans des positions topographiques équivalentes.

## SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS

La plupart des propriétés retenues pour caractériser les sols et évaluer les changements intervenant le long du gradient pluviométrique indiquent :

- une rupture importante au niveau du passage de la zone semi-aride à la zone de transition climatique;
- une évolution ensuite très graduelle pour toute la zone de transition climatique, l'évolution est à ce point graduelle qu'il sera difficile de proposer une coupure au sein de cette zone;
- des différences relativement limitées entre les derniers profils de la zone de transition climatique et le domaine ferrallitique.

Ces trois points vont maintenant être détaillés avant de conclure en proposant un découpage pédologique de la climato-séquence.

### A - RUPTURE IMPORTANTE AU NIVEAU DU PASSAGE DE LA ZONE SEMI-ARIDE A LA ZONE DE TRANSITION CLIMATIQUE

La plupart des caractéristiques des « sols rouges » changent au niveau du passage de la zone semi-aride à la zone de transition climatique. Si l'on prend comme point de départ les propriétés des « sols rouges » de la zone semi-aride, on constate les évolutions suivantes lors du passage à la zone de transition climatique :

#### 1.- Sur le plan morphologique

- la limite supérieure de la nappe de gravats se rapproche de la surface;
- la nappe de gravats sépare alors les horizons supérieurs lessivés, des horizons Bt à revêtements argileux;
- les indices d'accumulation du calcaire disparaissent.

#### 2.- Sur le plan des caractéristiques analytiques

- au niveau des horizons d'altération, les  $\text{pH}_{\text{KCl}}$  deviennent extrêmement faibles et les  $\Delta\text{pH}$  corrélativement importants;
- une sursaturation apparente du complexe absorbant, liée à la présence de calcium sous forme soluble, marque aussi fréquemment les horizons profonds;
- la désilicification s'accélère brutalement, et les rapports  $\text{K}_i$  de l'analyse triacide passent de valeurs supérieure à 3 à des valeurs, le plus souvent, tout juste supérieures à 2,2;
- la nature des minéraux argileux change : dans les arènes, de grandes quantités d'illite, mêlées à quelques interstratifiés gonflants "résiduels", succèdent à une quasi-exclusivité des smectites; dans les solums, un mélange illite-kaolinite remplace le mélange des minéraux interstratifiés (7-14Sm) et (10-14Sm);
- de l'aluminium apparaît substitué dans les sesquioxydes de fer et l'on note encore une faible proportion de fer facilement extractible par l'acide chlorhydrique dans les profils situés au début de la zone de transition climatique.

#### 3.- Interprétations

Ce n'est donc pas un simple déplacement d'équilibre qui est enregistré quand on passe de la zone semi-aride à la zone de transition, mais un véritable **basculement** vers de nouvelles caractéristiques de la pédogenèse. Les "balbutiements" relevés au niveau de la dynamique du calcium — qui existe (temporairement ?) sous forme

soluble dans les sols de la zone de transition, mais ne s'accumule pas à long terme — conduisent à imaginer que le comportement de cet élément est, sinon le facteur explicatif de tous les changements signalés, du moins un témoin privilégié du saut qualitatif qui différencie les deux zones. Ce point sera repris plus loin au niveau de la discussion générale.

## **B - EVOLUTION GRADUELLE DES CARACTERISTIQUES PEDOLOGIQUES AU SEIN DE LA ZONE DE TRANSITION CLIMATIQUE**

### **1.- Les faits**

Toutes les propriétés évoquées précédemment comme étant caractéristiques des premiers « sols rouges » de la transition climatique se retrouvent pour l'ensemble de la zone. Il faut alors s'intéresser aux détails des descriptions morphologiques ou des caractérisations analytiques pour déceler une tendance évolutive. Ainsi :

- des horizons d'altération friables apparaissent progressivement, mais les  $\Delta pH$  sont toujours très importants en profondeur;
- le calcaire soluble, présent dans les horizons d'altération des premiers profils, s'estompe ensuite progressivement;
- la kaolinite s'affirme comme le minéral caractéristique des horizons supérieurs des profils;
- le taux d'aluminium substitué augmente progressivement, alors que le fer libre facilement extractible par l'acide chlorhydrique disparaît.

### **2.- Interprétations**

Le caractère extrêmement progressif des modifications enregistrées le long du gradient pluviométrique semble garantir que le rajeunissement des bas de pente, dans la première moitié de la zone de transition, n'a pas eu d'influence sur les caractéristiques des « sols rouges » des parties hautes du paysage.

Les modifications relevées sont si progressives qu'elles ne suggèrent aucune coupure naturelle au sein de la zone de transition climatique. Il est cependant souhaitable de distinguer les derniers profils, qui présentent une tendance ferrallitique faiblement exprimée, des premiers, qui ne la présentent pas. On choisira comme limite, l'endroit où la kaolinite devient le minéral quasi-exclusif des horizons supérieurs et l'on distinguera ainsi, dans la zone de transition climatique :

- une première sous-région pédologique, à « sols rouges » décarbonatés;
- une seconde sous-région pédologique, à sols faiblement ferrallitiques.

## **C - DIFFERENCES RELATIVEMENT LIMITEES ENTRE LES DERNIERS PROFILS DE LA ZONE DE TRANSITION CLIMATIQUE ET LE DOMAINE FERRALLITIQUE**

Ce sont essentiellement :

- la disparition des phénomènes de lessivage;
  - le grand développement des horizons où la kaolinite est le seul minéral argileux présent;
  - l'apparition d'horizons de surface micro-agrégés;
- qui marquent le passage au domaine ferrallitique typique.

Ce passage est donc beaucoup moins brutal que celui qui caractérise le début de la zone de transition climatique; il n'en est pas moins important.

## D - CONCLUSIONS

### DECOUPAGE PEDOLOGIQUE DE LA CLIMATO-SEQUENCE

Ce sont finalement quatre types de sols qui jalonnent le gradient climatique pris dans son ensemble, et l'on peut rattacher chacun de ces types à une fourchette de pluviosité de la façon suivante :

- « sols rouges » à profil calcaire différencié pour les régions recevant moins de 900 mm;
- « sols rouges » décarbonatés pour les régions recevant entre 900 et 1 100 mm;
- sols faiblement ferrallitiques pour les régions recevant entre 1 100 et 1 300 mm;
- sols ferrallitiques pour les régions recevant plus de 1 300 mm.

Si les deux derniers types de sols ont indiscutablement des caractères ferrallitiques, les deux premiers types de « sols rouges » peuvent être considérés comme des sols fersiallitiques du fait de la forte libération du fer dans les horizons B et de la présence en quantités importantes de minéraux 2/1 dans ces mêmes horizons B.

L'influence de la zonalité climatique sur la répartition des différents types de sols apparaît relativement clairement à la lecture de l'exemple étudié et c'est une discussion plus générale sur les modalités de la pédogenèse fersiallitique sur socle, en milieu tropical, qu'il faut maintenant aborder.

---



*Quatrième partie*

# **DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES**



# 9

## Discussion générale : pédogenèse des « sols rouges »

### INTRODUCTION

Différents « sols rouges » ont été décrits et analysés dans les chapitres précédents, puis interprétés au niveau de la place qu'ils occupent dans le paysage. Des conclusions ont été dégagées pas à pas; elles n'ont, pour le moment, qu'une valeur locale; n'ayant servi, jusqu'à maintenant, qu'à apporter des précisions au schéma cartographique de départ et qu'à mieux en définir les unités ou "sols-images" (selon l'expression de BAIZE, 1986). Il est maintenant nécessaire de dépasser l'approche globale du paysage et l'optique cartographique pour passer à l'interprétation plus générale des faits observés en termes de pédogenèse; les « sols rouges » seront alors considérés comme des "sols-concepts" (selon une autre expression proposée par BAIZE). Cette interprétation doit fournir des hypothèses, qu'il faudra ensuite essayer de vérifier, en les confrontant avec quelques données supplémentaires.

Se focaliser sur la pédogenèse des « sols rouges », c'est s'astreindre à un certain formalisme; c'est abandonner une vision globale du paysage pour placer le sol dans la position d'**objet déterminé** par un ensemble de **phénomènes déterminants** (BOULAIN, 1975). Depuis que la pédologie existe, c'est à dire depuis les travaux de DOKUTCHAEV à la fin du 19<sup>e</sup> siècle, on considère en effet que le sol se forme et évolue sous l'action de **facteurs**, souvent qualifiés de facteurs **externes** par les auteurs anglo-saxons (BUOL *et al.*, 1980).

Dans la pratique, l'étude de la pédogenèse est une enquête menée à partir d'observations faites sur des sites favorables pour comprendre l'effet des différents facteurs : "expérimentation *in situ*" selon la formule de BOULAIN (1975). Par construction du dispositif d'enquête, le « sol rouge » de la zone semi-aride de Gundlupet, s'est trouvé placé en position centrale dans ce dispositif; c'est lui que l'on a comparé tour à tour aux « sols rouges » de la toposéquence de Somnathpur, aux sols de la toposéquence de Maddur, puis à ceux de la séquence climatique; pour juger successivement des effets de la composition de la roche-mère, du facteur temps et du climat (essentiellement la pluviosité).

Au cours de cette discussion générale sur la pédogenèse des « sols rouges » de l'Inde péninsulaire, les problèmes de nomenclature et de classification qui se posent seront brièvement abordés.

## **I — ROLE DES FACTEURS DE LA PEDOGENESE : RAPPEL DES PRINCIPAUX RESULTATS ACQUIS LORS DE L'ETUDE DES « SOLS ROUGES » DU PLATEAU DE MYSORE**

### **A - ROLE DU CLIMAT**

Sur un plan général, celui de la zonalité des types de pédogenèses, on a pu vérifier que, si la pluviosité dépassait 1100 mm, les sols acquéraient alors progressivement des caractères ferrallitiques; ceci doit être mis en relation avec l'apparition d'un drainage climatique profond régulier. Ces caractères ferrallitiques sont tout d'abord faiblement et incomplètement exprimés pour des pluviosités comprises entre 1100 et 1300 mm; ils deviennent typiques au delà. Dans la région étudiée, la zone des « sols rouges » est donc celle qui reçoit annuellement moins de 1100 mm de pluies et qui présente un drainage climatique annuel moyen nul.

Dans le détail, cette zone des « sols rouges » est cependant plus complexe que ne le laissait supposer la cartographie réalisée au 1/1 000 000 (BOURGEOIN, 1989); on observe en effet deux grands types de « sols rouges » qui diffèrent de façon importante par la dynamique du calcium.

— Pour des pluviosités inférieures à 900 mm (pour simplifier, on parlera aussi de zone sèche), on observe des « sols rouges » à profil calcaire différencié.

— Pour des pluviosités comprises entre 900 et 1 100 mm (on parlera alors de zone sub-humide), on observe des « sols rouges » décarbonatés, lessivés.

On retrouve donc, dans le domaine tropical du sud de l'Inde, les deux types principaux de sols rouges distingués par RUELLAN (1981) dans le domaine méditerranéen : sols non lessivés et sols lessivés. En Inde aussi, l'apparition du lessivage semble aller de pair avec l'appauvrissement en calcium de la partie supérieure des profils et, en reprenant le vocabulaire proposé par RUELLAN (*Ibid.*), une voie pédogénétique calcimorphe semble donc, ici encore, pouvoir être opposée à une voie acide pour expliquer l'existence des deux types de sols.

### **B - ROLE DE LA ROCHE-MERE**

Si, à l'intérieur de la zone sèche, on fait varier la composition de la roche-mère en se plaçant dans le cadre d'une toposéquence particulièrement riche en passages d'amphibolites (Somnathpur); on observe alors un développement important de l'accumulation calcaire qui prend la forme d'une véritable croûte. Le type de sol ne change pas : il s'agit toujours d'un « sol rouge » à profil calcaire différencié.

## C - ROLE DE LA DUREE : FACTEUR TEMPS

Le développement de l'un et l'autre des deux types de « sols rouges » a sans aucun doute nécessité une **durée importante**. Quelques traces de cette longue évolution, des témoins des stades antérieurs de développement de la couverture pédologique, sont visibles dans certains bas de pente de la zone sèche; leur étude n'a fait que confirmer l'ancienneté du type de pédogenèse représenté par les « sols rouges » à profil calcaire différencié.

L'étude des sols développés sur un versant de la zone sèche, rajeuni par l'érosion, a permis de montrer que certains sols bruns-eutrophes pouvaient constituer des précurseurs potentiels des « sols rouges » à profil calcaire différencié. Ceci ne prouve en aucune façon que tous les « sols rouges » soient, à un moment quelconque de leur évolution, passés par un stade sol brun-eutrophe.

L'étude du facteur temps s'est donc avérée délicate, et il a bien alors fallu constater que la plupart des stades antérieurs de développement de la couverture pédologique échappaient aux investigations.

## II — PREMIERES INTERPRETATIONS : LES DIFFERENTS MILIEUX DE PEDOGENESE ET LES DIFFERENTS « SOLS ROUGES » AU SUD DU PLATEAU DE MYSORE

C'est la notion de **milieu de pédogenèse**, telle qu'elle a été proposée par LAMOUROUX en 1972 pour expliquer l'évolution des sols fersiallitiques au Liban, qui convient le mieux pour interpréter ces résultats. La citation suivante, extraite de LAMOUROUX (*Ibid.*) précise cette notion : *"Suivant les conditions locales de climat, de roche-mère, etc., un certain équilibre s'établit dans le sol entre les quantités d'éléments apportés en solution par les altérations locales ou par les eaux venant de l'amont et les éléments exportés. Cet équilibre caractérise un milieu de pédogenèse."*

On va maintenant essayer de caractériser les différents milieux de pédogenèse par l'examen des modalités du drainage à la base des différents types de « sols rouges ».

### A - CARACTERISATION DES DIFFERENTS MILIEUX DE PEDOGENESE

Dans la région étudiée, le sud du plateau de Mysore, les parties hautes et moyennes du paysage sont des zones **drainant bien**; ceci est vrai qu'il s'agisse du drainage interne aussi bien que du drainage externe. Le drainage réel à la base des profils va finalement dépendre de la seule ressource pluviométrique et il a été estimé par les calculs de **drainage climatique** (cf. chapitre 2). Deux milieux de pédogenèse seront distingués sur la base des valeurs prises par ce paramètre :

— sur les versants de la zone sèche, le drainage profond est nul en année médiane; en année exceptionnelle, il est encore très réduit ( $\leq 35$  mm trois années sur quatre à Gundlupet pour une réserve en eau prise égale à 100 mm, Fig. 15). Dans ces conditions, le calcium n'est jamais évacué du profil, il s'accumule en profondeur sous forme de carbonates qui finissent par engendrer un encroûtement calcaire; on parlera alors de **milieu de pédogenèse drainant bien, mais confiné**.

— sur les versants de la zone sub-humide, le drainage profond est toujours nul ou très faible en année médiane et le calcium peut rester dans le profil sous forme de sels solubles; ce phénomène n'est cependant plus un phénomène cumulatif car, plusieurs fois au cours d'une période de dix ans, un drainage profond important intervient ( $\geq 200$  mm une année sur quatre à Mulehole pour  $P = 1\ 100$  mm, Fig. 15, p.31) et entraîne ces sels

solubles; on parlera alors de **milieu de pédogenèse drainant bien et faiblement lixivié**; des milieux lixiviés ou fortement lixiviés correspondraient aux zones où s'exerce la ferrallitisation.

Les « sols rouges », qui correspondent aux sols les plus évolués des paysages, sont bien différents pour les deux milieux de pédogenèse : non lessivés et à profil calcaire différencié dans le premier cas; lessivés et décarbonatés dans le second.

Les sols des milieux affectés par l'érosion ne présentent pas la même divergence et l'on trouve des sols bruns-eutrophes assez semblables de part et d'autre de la limite climatique qui sépare les deux types de « sols rouges »; seule la présence d'une accumulation calcaire débutante (quelques nodules) permet d'anticiper, avec quelques chances de ne pas se tromper, sur le devenir des sols bruns-eutrophes de la zone sèche.

La constitution d'un encroûtement calcaire n'est pas un phénomène instantané; le sol de la période  $T_i$  participe au milieu de pédogenèse du sol de la période  $T_{i+1}$  ainsi que l'on a tenté d'illustrer par le schéma de la figure 31 (p. 82). C'est finalement un **effet de seuil** qui, en jouant sur la possibilité ou non d'évacuation du calcium libéré par l'altération, semble le mieux expliquer la limite relativement brutale entre les deux milieux de pédogenèse de la zone des « sols rouges ».

Les processus de néoformation d'argile sont ensuite fondamentalement différents dans les sols évolués de chacun des deux types de milieux; les différences sont particulièrement flagrantes quand on s'intéresse au devenir des plagioclases; minéraux qui sont relativement sensibles à l'altération et très abondants dans les gneiss à tendance tonalitique :

— dans les milieux de pédogenèse drainant bien, mais confinés : quand l'encroûtement calcaire s'est développé, l'évolution des plagioclases semble bloquée dans les niveaux d'altération. Elle n'est possible que dans le solum décarbonaté, mais non décalcifié, où elle aboutit à la formation de smectites de type beidellite. On retrouve ici une évolution toute entière marquée par la dynamique du calcium et par son accumulation en profondeur : voie calcimorphe selon l'expression de RUELLAN (1981).

— dans les milieux de pédogenèse drainant bien, faiblement lixiviés : l'évolution des plagioclases débute sous forme d'une illitisation-kaolinisation dès les niveaux d'altération. Elle se poursuit de la même manière dans le solum. Il s'agit ici d'une évolution par la voie dite acide (RUELLAN, *Ibid.*). Au niveau des « sols rouges » décarbonatés, lessivés, ces phénomènes ne constituent cependant qu'une sorte de prélude aux actions beaucoup plus radicales qui marquent les régions nettement plus arrosées.

On peut finalement dire, sans trop schématiser, que les **milieux de pédogenèse s'affirment à mesure que se forment les sols.**

## **B - LES « SOLS ROUGES » NON LESSIVES, A PROFIL CALCAIRE DIFFERENCIE, DES MILIEUX DRAINANT BIEN, MAIS CONFINES**

### **1.- Morphologie des profils**

Ce type de sol (qui correspond au profil GU01) présente généralement la succession d'horizons suivante : horizon A, le plus souvent Ap, à tendance particulière; horizons B, rouges, peu structurés, argileux; nappe de gravats avec encroûtement nodulaire; horizons C consistant en d'épaisses arènes.

### **2.- Processus pédogénétiques (synthèse des conclusions du chapitre 5)**

— L'arénisation est ici relativement modérée; elle est caractérisée par la formation, quasi exclusive, de minéraux argileux gonflants à partir des biotites et des amphiboles de la roche. Les plagioclases et autres feldspaths ne sont pratiquement pas altérés à ce niveau. Cette arénisation s'accompagne d'un foisonnement important des horizons concernés.



— Des matériaux sont constamment remontés par la faune du sol et redistribués par le ruissellement diffus; une partie de ces matériaux s'accumule et forme le solum qui repose ainsi véritablement sur une nappe de gravats résiduelle; le reste de ces matériaux est évacué vers le talweg.

— Les matériaux les plus récents du solum se trouvent donc être à la surface; ils ont une composition relativement très proche de celle des arènes et sont soumis à une reprise d'altération qui prend deux formes principales; 1°) néoformation de beidellites plus ou moins ferrières à partir des amphiboles résiduelles et des plagioclases; 2°) désilicification progressive des minéraux 2/1 qui se transforment en édifices interstratifiés (7-14Sm) et parfois en halloysite.

— Différenciation du profil calcaire : pour expliquer l'importance prise par ce phénomène, on a fait appel à un mécanisme "d'apport latéral externe". L'encroûtement qui se forme alors n'épigénise pas les lithoreliques présentes et l'on a pu mettre en évidence de nombreuses traces des déplacements contemporains de l'accumulation calcaire.

— Libération progressive, dans le solum, du fer piégé dans le réseau cristallin des smectites; le fer libéré reste sous forme d'hématite microcristalline qui colore vivement le profil.

### 3.- Critères d'identification des sols

La morphologie du profil, notamment la présence d'un encroûtement nodulaire dans un sol de couleur rouge, développé sur socle arénisé, est le principal critère de reconnaissance de ce type de sol.

Les analyses permettront ensuite de retrouver une forte capacité d'échange cationique quand elle est ramenée au taux d'argile (CEC/100 g d'argile > 40 me), des rapports Ki élevés (généralement supérieurs à 3) et un taux important de fer facilement extractible à l'acide (méthode SEGALIN). Si la détermination des minéraux argileux est faite, elle permet de mettre en évidence des édifices donnant une réflexion très dissymétrique à 7 Å dans les horizons rubéfiés et des minéraux gonflants abondants dans l'arène.

### 4.- Classification / nomenclature

Le matériau constitutif de ces sols a donc un caractère siallitique affirmé selon le sens donné à ce terme par ROBINSON<sup>1</sup>; et couramment admis depuis. Les sols et leur pédogenèse peuvent-ils être pour autant qualifiés de fersiallitiques comme cela a été proposé précédemment (BOURGEON, 1987 a et chap. 4 du présent mémoire) ? Sans entrer dans les détails, il est quand même nécessaire de dire que le concept de sol fersiallitique a beaucoup évolué depuis sa création par BOTELHO DA COSTA en 1959 (cf. aussi BOTELHO DA COSTA et AZEVEDO, 1960); cette évolution a entraîné une certaine confusion. La tendance actuelle, celle exprimée par exemple au chapitre Fersialsols du Référentiel Pédologique Français (BRESSON, 1990), est de considérer qu'un sol est fersiallitique (est un Fersialsol) si l'horizon B contient à la fois des argiles 2/1 et du fer libre en quantités notables. Selon cette définition, les « sols rouges » non lessivés, à profil calcaire différencié, sont bien des sols fersiallitiques.

---

<sup>1</sup> "The clearest distinction is between clays with high silica-sesquioxides ratios and clays with moderate or low silica-sesquioxides ratios. H. Harrassowitz suggests the term siallite for soils with clay fractions having medium or high silica-alumina ratios, and allite for soils with clay fraction of markedly aluminous character. This suggestion has gained a certain amount of acceptance and we may conveniently speak of siallitic clay for the former type, and allitic, or, preferably, ferrallitic for the latter type." (ROBINSON, 1949; cité par CHATELIN, 1972)

## **C - LES « SOLS ROUGES » LESSIVES, DECARBONATES, DES MILIEUX DRAINANT BIEN ET FAIBLEMENT LIXIVIES**

### **1.- Morphologie des profils**

Ce type de sol (qui correspond aux profils B01 et B31) présente généralement la succession d'horizons suivante : horizon A1, organique, à structure fragmentaire; horizon A2 massif, coïncidant plus ou moins avec le sommet de la nappe de gravats; nappe de gravats; horizons B, rouges, bien structurés, à revêtements argileux; horizons BC où alternent îlots d'arène et remplissages terreux rouges; horizons C d'arène.

### **2.- Processus pédogénétiques (synthèse du chapitre 10)**

— L'arénisation est ici très poussée; elle débute encore par la formation de minéraux argileux gonflants à partir des biotites et des amphiboles de la roche mais ce processus est accompagné, ou très vite relayé, par une illitisation importante des feldspaths; la plupart des minéraux micacés néoformés se transforment ensuite rapidement en kaolinite.

— Ici encore, des matériaux sont constamment remontés par la faune du sol et redistribués par le ruissellement diffus; une partie de ces matériaux s'accumule et forme les horizons A, qu'une nappe de gravats résiduelle sépare des horizons B; une part importante de ces matériaux semble être évacuée vers le talweg, car l'épaisseur totale des horizons au-dessus de la nappe de gravats est relativement modeste.

— Si l'on examine le profil minéralogique de la fraction argileuse, on note que c'est la base des horizons B qui présente le plus fort taux de kaolinite.

— La libération du fer est beaucoup plus précoce que pour le type de sol précédent, le fer libéré est partiellement sous forme de sesquioxydes alumineux (gœthite ?). Les horizons B sont toujours vivement colorés.

### **3.- Critères d'identification des sols**

Ce type de sol est plus difficile à reconnaître que le précédent. La morphologie des profils n'est pas déterminante; par certains aspects elle est déjà très proche de celle des sols ferrallitiques; on note néanmoins la présence d'un horizon A2 appauvri en argile et de revêtements corrélatifs dans l'horizon B. Les horizons d'altération très friables, de type isaltérite kaolinique, sont absents ou peu développés.

Les critères analytiques constituent une aide importante au diagnostic; le  $\Delta pH$  est toujours élevé et atteint des valeurs supérieures à 1,5 dans les arènes; la capacité d'échange cationique ramenée au taux d'argile est moyennement élevée ( $CEC/100 \text{ g d'argile} > 20 \text{ me}$ ), ainsi que les rapports  $K_i$  (généralement supérieurs à 2,2); la détermination des minéraux argileux indique une forte proportion de minéraux à 10 Å dès l'arène.

### **4.- Classification / nomenclature**

Les « sols rouges » décarbonatés, lessivés, ont un caractère siallitique tout aussi net que les « sols rouges » à profil calcaire différencié étudiés précédemment. Ils s'intègrent également bien au groupe des Fersalsols du Référentiel Pédologique Français (3e proposition, 1990).

## **D - COMMENTAIRES - PERSPECTIVES**

Il n'est pas toujours facile de séparer ce qui est dû aux différents facteurs de la pédogenèse. Pour accomplir ce travail de caractérisation de la pédogenèse des « sols rouges », la région choisie était bien adaptée à l'étude du facteur climat. La mise en évidence des effets de ce facteur a effectivement pu être menée dans de bonnes conditions; il a notamment été possible de montrer qu'une limite pédologique importante existait au niveau de l'isohyète 900 mm : cet isohyète séparant les milieux où le départ du calcium du profil est possible de

ceux qui voient cet élément s'accumuler sous forme de carbonates; il sépare de ce fait **deux grands types de sols rouges** dans la région considérée.

La limite entre les deux types de sols, certainement accentuée par un effet de seuil, est relativement brutale. Dans le détail, il a été nécessaire de dépasser le simple aspect de la pluviosité pour comprendre les mécanismes d'évolution des « sols rouges »; ceci a été fait en distinguant des milieux de pédogenèse correspondant à des bilans hydriques différents et, dans le cas précis de l'exemple étudié, l'isohyète 900 mm sépare les zones pour lesquelles le drainage climatique est pratiquement toujours nul (ou très réduit) de celles où il apparaît de façon intermittente.

La correspondance entre pluviosité annuelle et drainage climatique, établie pour le transect climatique étudié ici, n'a pas de valeur universelle; on sait en effet que, pour une demande évaporative donnée, le bilan hydrique ne varie pas seulement en fonction de la pluviosité totale, mais aussi en fonction du régime pluviométrique. On se heurte ici à l'une des limites du dispositif d'enquête utilisé au sud du plateau de Mysore : dans cette région en effet, l'augmentation de la pluviosité (et du drainage climatique) s'effectue en passant de diagrammes pluviométriques bimodaux, à pluviosité totale faible et relativement bien répartie au cours de l'année, à des diagrammes à trois modes, puis monomodaux, où le pic principal est due à la mousson du sud-ouest (cf. Fig. 13, p. 29). Il est donc impossible d'étudier, dans cette région, l'impact de climats à pluviosité faible, mais mal répartie au cours de l'année.

Dans son état actuel, cette étude est donc insuffisante pour prétendre avoir caractérisé l'ensemble des « sols rouges » de l'Inde péninsulaire et leur pédogenèse; ses résultats peuvent être en effet partiellement dépendants de la région étudiée et, notamment, de ses régimes pluviométriques ou de la nature tonalitique des roches du craton de Dharwar Ouest. Il convient donc de les élargir, ou de les moduler, par l'examen de quelques données supplémentaires concernant des « sols rouges » toujours situés en Inde péninsulaire, mais ailleurs que sur le plateau de Mysore; c'est ce qui va maintenant être tenté.

### **III — LA PEDOGENESE DES « SOLS ROUGES » AILLEURS EN INDE PENINSULAIRE : CONFRONTATION AVEC LES PREMIERES INTERPRETATIONS**

#### **A - CARACTERISTIQUES DES AUTRES « SOLS ROUGES » PRIS EN COMPTE**

Les données supplémentaires présentées ici proviennent :

— soit de recherches conduites dans le cadre des différents programmes de l'Institut Français de Pondichéry. Les résultats de ces recherches sont, pour la plupart, restés inédits;

— soit d'études réalisées par d'autres organismes, Soil Survey of India et I.C.R.I.S.A.T. notamment.

Seuls quelques résultats d'analyse ont été regroupés dans le tableau XXI; l'ensemble des données est hétérogène : les différents « sols rouges » n'ayant pas tous été étudiés avec les mêmes techniques, ni avec le même degré de précision. Ces résultats ont été acquis indépendamment de la présente étude, mais sélectionnés pour couvrir les principales conditions de milieu prévalant dans les régions où sont localisés les « sols rouges »; on considérera successivement (Fig. 71; cf. aussi Fig. 4B et 5, chap. 1) les « sols rouges » :

— de la région de Coimbatore (zone appartenant au craton des granulites, dont la pluviosité est inférieure à 800 mm et répartie sur deux saisons);

— de la région intérieure du Tamil-Nadu à la latitude de Pondichéry (zone appartenant au craton des granulites et recevant environ 1 000 mm de pluies en fin d'année);

— de la région de Hyderabad (zone appartenant au craton de Dharwar-Est et recevant environ 800 mm de pluies en été);

— du plateau de Chota Nagpur (zone appartenant au craton de Singhbhum et recevant entre 1 000 et 1 300 mm de pluies d'été).

La région de Coimbatore est, en dehors du plateau de Mysore, la seule qui présente à la fois des « sols rouges » et une pluviosité modérée, répartie équitablement en deux saisons (Fig. 1 et 5); elle constitue donc une "répétition" du modèle climatique étudié à Gundlupet sur un substratum rocheux légèrement différent. Les autres régions choisies illustrent des exemples de climats à une seule saison des pluies; de ce point de vue elles serviront à répondre à la question : en quoi la distribution des pluies au cours de l'année influe-t-elle sur le type de sol. Comme elles sont situées dans des provinces géologiques variées, elles devraient aussi permettre de déceler un éventuel effet du facteur lithologique.

Pour faciliter l'interprétation de ces données et la confronter avec les premières règles dégagées lors de l'étude des « sols rouges » du plateau de Mysore, une représentation élémentaire du bilan hydrique (sous la forme d'un diagramme P / ETP) est donnée, pour chaque site, sur la figure 71.

### 1.- « Sols rouges » de la région de Coimbatore

Les données disponibles sur les sols rouges concernent un profil et une toposéquence.

Le profil, situé à proximité de l'agglomération de Coimbatore (pluviosité 612 mm), figure parmi les "Benchmark soils of India" (MURTHY *et al.*, 1982); il est noté BM54. Le solum est peu épais (57 cm), brun rougeâtre (5YR), il comporte des **nodules calcaires**; à partir de 57 cm, on passe à un horizon d'**arène de gneiss mêlée à des nodules calcaires** puis, à partir de 68 cm, à l'**arène du gneiss**. Les caractéristiques analytiques standard de ce profil figurent dans le tableau XXI; la fraction argileuse n'a pas été étudiée.

La toposéquence de « sols rouges » (BOURGEON, données non publiées) a été décrite dans le cadre d'une étude socio-économique du taluk de Pollachi (SCHAR, 1989). Cette localité, située à une quarantaine de kilomètres au sud de Coimbatore, reçoit une pluviosité de 887 mm, donc sensiblement supérieure à celle de Coimbatore. La morphologie générale est celle d'un interfluve convexo-concave à convexité réduite et concavité développée; il n'y a pas de relief résiduel important à proximité. Sur la convexité, on observe un sol très peu épais, rubéfié (SING2), à accumulation calcaire diffuse dans les horizons d'altération; sur le glacis convexe, le sol est plus développé (SING3) et un niveau de nodules calcaires est visible à partir de 70 cm.

Pour tous ces sols, les résultats des analyses physico-chimiques (TABL. XXI) sont conformes aux normes définies pour les « sols rouges » à profil calcaire différencié du plateau de Mysore. La détermination des minéraux argileux, réalisée pour les profils SING2 et SING3, a de nouveau permis d'identifier des édifices gonflants dominants dans les arènes et des interstratifiés (7-14Sm) dans le solum (ces derniers minéraux ont été déterminés par mesures de microdiffraction sur coupes ultra-minces pour l'horizon 15-30 cm du profil SING2).

### 2.- « Sols rouges » de l'intérieur du Tamil-Nadu à la latitude de Pondichéry

Les « sols rouges » sur socle s'étendent pratiquement jusqu'à la frange côtière alluviale dans la région de Pondichéry. L'extension des sols latéritiques est en effet limitée à quelques buttes de grès d'âge Miocène (BOURGEON, 1988).

Plusieurs profils de « sols rouges » ont été décrits pour caractériser le terroir du village de Seganankollai dans le cadre de l'étude géographique du district du South Arcot (RACINE, à paraître). Ce village

**Tableau XXI**  
**Caractéristiques de « sols rouges », situés en Inde péninsulaire,**  
**ailleurs que sur le plateau de Mysore**

Prof. cm	pH			Granulométrie			Complexe absorbant						CEC 100gA
	H2O	KCl	ΔpH	S	L	A	Ca	Mg	K	Na	T	S/T	
Région de Coimbatore BM54													
0-12	8,4			75,9	10,6	13,5	11,8	0,6	0,2	0,3	13,0	99	96
12-39	8,3			67,0	12,1	20,9	17,2	1,6	0,2	0,3	23,6	82	113
39-57	8,6			64,4	12,7	22,9	18,8	1,8	0,2	0,3	25,2	84	110
57-68	8,8			64,4	14,1	21,5	17,2	1,5	0,1	0,5	21,5	90	100
Région de Coimbatore SING2													
0-15	6,4	5,2	1,2	85,4	8,3	6,3	2,6	0,9	0,2	0,1	4,2	90	67
15-30	6,7	5,0	1,7	69,9	9,4	20,7	8,8	2,6	0,2	0,1	12,1	97	58
50	7,2	5,9	1,3	87,5	6,6	5,8	4,1	0,9	0,1	0,0	5,0	>100	86
100	8,0	7,0	1,0	76,8	11,5	11,7	16,0	1,4	0,2	0,0	10,9	>100	93
Région de Coimbatore SING3													
0-25	7,1	6,0	1,1	77,5	10,3	12,3	6,6	1,1	0,2	0,9	6,7	>100	54
25-70	7,0	5,4	1,6	53,4	14,0	32,6	13,5	2,9	0,3	0,4	17,4	98	53
90	8,2	7,3	1,0	48,2	30,4	21,5	40,0	2,7	0,3	0,1	18,4	>100	86
120	8,3	7,4	0,9	76,2	17,2	6,7	30,0	1,6	0,2	0,2	10,2	>100	152
140	8,7	7,8	0,9	94,9	3,9	1,1	8,3	0,4	0,0	0,1	3,5	>100	ns
Intérieur du Tamil Nadu, SENG1													
0-20	6,3	5,6	0,7	84,3	10,2	5,5	2,1	0,4	0,1	0,1	2,0	>100	36
40	6,1	4,8	1,3	52,5	8,0	39,5	7,5	2,6	0,2	0,2	8,8	>100	22
50	6,4	5,0	1,4	70,2	10,2	19,6							
150	6,2	4,4	1,8	88,1	8,5	3,4							
Région de Hyderabad BM50													
0-10	6,5	5,3	1,2	73,0	9,1	17,9	5,8	1,9	0,3	0,1	8,1	>100	45
10-20	6,5	5,4	1,1	72,5	9,1	18,4	5,6	2,1	0,3	0,2	8,4	98	46
20-30	6,7	5,2	1,5	58,2	9,3	32,5	10,8	2,9	0,2	0,2	14,6	97	45
30-49	6,7	5,2	1,5	56,9	8,6	34,5	11,0	3,1	0,2	0,2	15,1	96	44
49-102	7,8	6,5	1,3	53,1	7,4	39,5	14,3	3,4	0,2	0,3	17,0	>100	43
102-145	7,0	4,8	2,2	61,9	13,8	24,3	18,9	4,7	0,2	0,4	22,2	>100	91
Région de Hyderabad ICRISAT													
0-5	6,0			79,3	6,4	14,3	2,6	0,5	0,4	0,0	4,8	73	34
5-18	6,9			66,7	5,5	27,8	3,8	0,9	0,5	0,0	8,2	63	29
18-36	6,9			41,6	6,8	51,6	5,8	3,8	0,6	0,0	14,8	69	29
36-71	6,8			45,0	4,4	50,6	7,9	3,1	0,6	0,0	14,1	82	28
71-112	6,5			54,1	7,4	38,5	5,4	2,5	0,4	0,3	9,8	88	25
112-140	6,2			70,6	4,1	25,3	5,7	1,9	0,3	0,5	9,1	92	36
Plateau de Chota Nagpur, MUI1													
0-15	6,2	5,3	0,9	66,5	20,1	13,4	6,1	2,8	0,0	0,3	9,1	>100	68
15-40	5,8	4,5	1,3	53,0	17,7	29,3	6,4	1,6	0,1	0,3	11,0	76	38
40-90	5,6	4,3	1,4	55,9	17,6	26,5	6,3	2,4	0,0	0,2	10,6	84	40
90-120	5,5	4,1	1,4	67,9	14,6	17,5	6,3	2,0	0,0	0,2	9,7	88	55
120-140	5,6	4,1	1,6	72,7	15,1	12,2	6,8	2,3	0,1	0,2	9,8	96	80

est situé à une centaine de kilomètres à l'intérieur des terres; à cette distance de la côte, la pluviosité annuelle est d'environ 1 000 mm et les pluies tombent en fin d'année (maximum pluviométrique en Novembre).

Le profil, noté SENG1, décrit à la faveur d'un puits récent, a permis d'observer le passage du sol à la roche mère qui est constitué ici de gneiss, peut-être charnockitisé, et de filons d'amphibolites. Ce profil comporte : un horizon Ap sableux de 20 cm; des horizons B épais de 40 cm, peu structurés; une arène de gneiss comportant quelques passages d'amphibolite et des pénétrations lenticulaires d'horizon BC rouges.



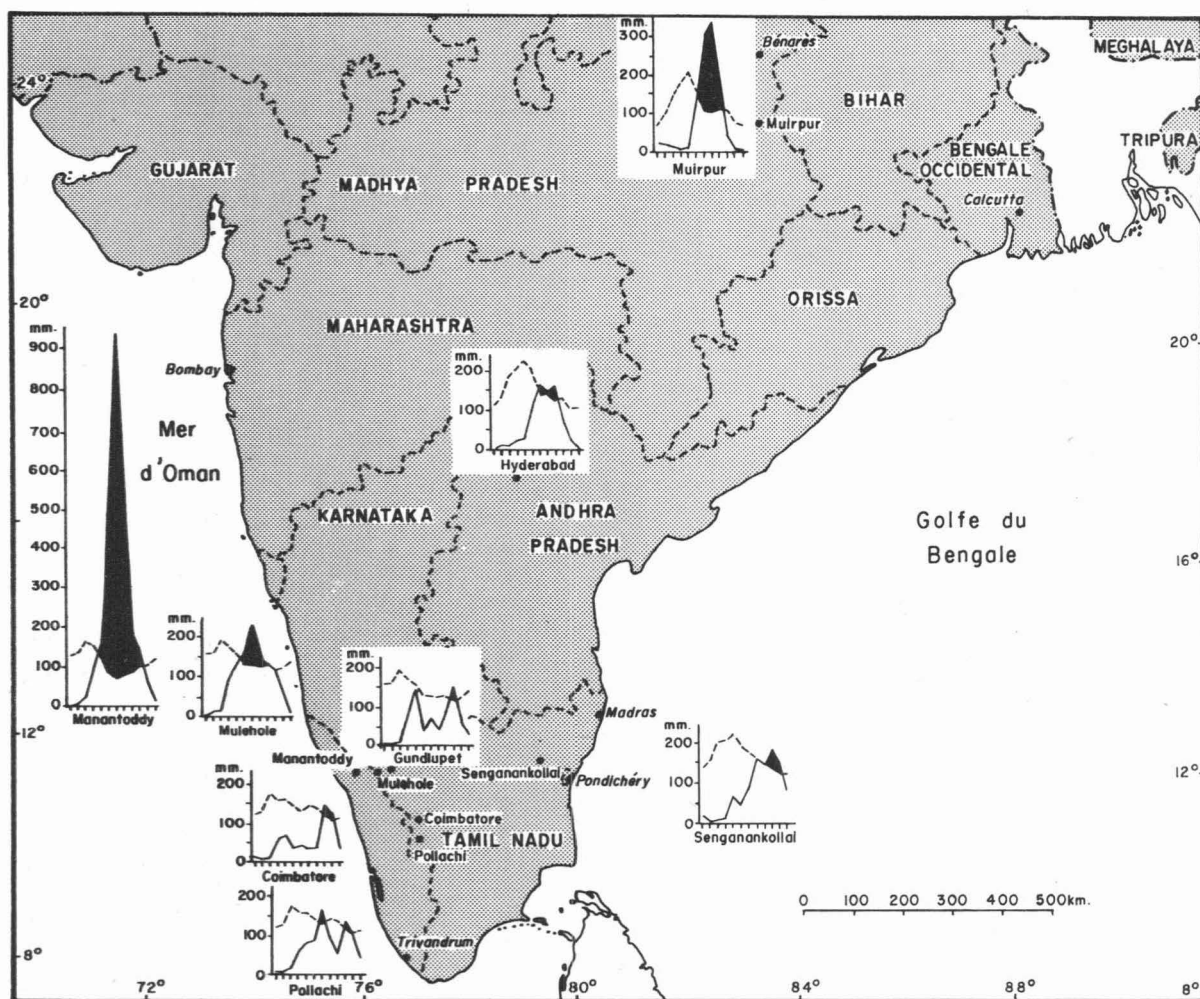


Fig. 71. Carte de localisation des différents sites de « sols rouges » retenus en Inde péninsulaire

On retrouve des paramètres analytiques conformes à ceux d'un « sol rouge » décarbonaté (TABL. XXI); mais les déterminations minéralogiques effectuées sur la fraction argileuse (BOURGEOIN, 1987 *a*) montrent une très importante prédominance de minéraux gonflants dans les arènes et d'édifices 1/1 désordonnés (fire-clay) dans le solum, caractères qui rappellent plutôt ceux des « sols rouges » à profil calcaire différencié du plateau de Mysore. Du fer libre facilement extractible par HCl est présent dans le profil; il correspond pratiquement à la totalité du fer libre (CBD) de l'horizon B.

### 3.- « Sols rouges » de la région de Hyderabad

Si les « sols rouges » de la région de Hyderabad sont relativement mieux connus que ceux d'autres régions indiennes, c'est principalement dû à l'implantation du centre principal de l'ICRISAT à Patancheru (à une quarantaine de km au nord ouest de Hyderabad).

Le « sol rouge » de Patancheru fait partie des "Benchmark soils of India" et il porte le n°50 dans le catalogue publié par MURTHY *et al.* (1982); on trouve aussi des résultats d'analyses, pour les sols de la ferme ICRISAT, dans les publications des Chercheurs de cet Institut; notamment dans la présentation des différents



types de sols tropicaux faite par SWINDALE (1982). Deux séries d'analyses, notées BM50 pour celle tirée du catalogue des Benchmark Soils, et ICRISAT pour celle tirée de la synthèse de SWINDALE, ont été reproduites (TABL. XXI).

Dans la description du profil (MURTHY *et al.*, 1982), on note : des horizons A de 15 à 25 cm d'épaisseur, rougeâtres (5 YR), sablo-limoneux à limono-sableux; un horizon Bt de 65 à 80 cm d'épaisseur, rouge (2,5 YR), limono-argilo-sableux à argilo-sableux, contenant en proportions variables des fragments anguleux de quartz et des concrétions ferrugineuses; des horizons C, constitués de granito-gneiss altéré.

Aucune des deux sources citées ne fournit d'indication sur la nature des minéraux argileux ou sur les différentes formes du fer. Les analyses publiées permettent de relever un  $\Delta pH$  important au niveau de l'arène du gneiss (BM50 à 102-145 cm) et de fortes valeurs de la CEC ramenée à 100 g d'argile, plus fortes d'ailleurs pour la série d'analyse ICRISAT que pour la série BM50; ces résultats révèlent des tendances intermédiaires entre celles d'un « sol rouge » à profil calcaire différencié et celles d'un « sol rouge » décarbonaté.

#### 4.- « Sols rouges » du plateau de Chota Nagpur

Le plateau de Chota Nagpur constitue l'une des unités physiographiques les plus septentrionales de la péninsule indienne où l'on puisse trouver des « sols rouges » (Fig. 1); selon la carte pédologique de GOVINDA RAJAN (1972), l'association "sols rouges - sols jaunes" couvre l'ensemble de ce plateau. Au cours d'une mission dans ce secteur (convention IFP-EDF, données non publiées), plusieurs profils de « sols rouges » ont été étudiés et l'un d'eux (noté MUI) a été sélectionné près de la localité de Muirpur (en Uttar Pradesh, à 200 km au sud de Bénarès, pluviosité 1 000 mm tombant en été). La région est marquée par un développement spectaculaire de l'érosion des sols<sup>1</sup>.

Le profil retenu est caractéristique des sols qui se développent sur des granites à grain relativement grossier; il est situé sur pente (1/3 inférieur d'un versant), sous forêt décidue. Sous l'horizon A de 15 cm, dépourvu d'éléments grossiers, on trouve, entre 15 et 40 cm, la nappe de gravats formée de quartz émoussés; puis, de 40 à 90 cm, les horizons B, rouges (2,5 YR 4/6), massifs, très poreux; enfin, à partir de 90 cm un niveau enrichi en quartz et feldspaths anguleux, qui passe progressivement, vers 120 cm, à un horizon BC brun rougeâtre "en place".

Les résultats des analyses pédologiques qui figurent dans le tableau XXI permettent, une fois encore, de retrouver des tendances mixtes :  $\Delta pH$  élevés accompagnant de fortes valeurs de la CEC ramenée à 100 g d'argile. Les déterminations d'argile effectuées font apparaître un profil argileux relativement uniforme, constitué principalement de minéraux 1/1 désordonnés (40 %), d'interstratifiés (10-14Sm) gonflants (40 à 50 %), et d'un peu d'illite. La caractérisation des formes du fer libre n'a pas permis de déceler de forme facilement extractible par HCl.

## B - CONVERGENCES ET DIVERGENCES AVEC LES « SOLS ROUGES » DU PLATEAU DE MYSORE

Du strict point de vue des caractéristiques de ses « sols rouges », la région de Coimbatore est parfaitement semblable (y compris à Pollachi, pour une pluviosité de 887 mm) à la zone sèche du plateau de Mysore; là encore l'accumulation du calcaire dans le profil semble commander les autres caractéristiques de la pédogenèse : voie calcimorphe.

---

<sup>1</sup> Cette région, qui constitue la partie sud du district de Mirzapur (Uttar Pradesh), est, depuis de nombreuses années (1957), l'objet de plans de conservation des sols (Uttar Pradesh district Gazetteers, Mirzapur district, 1984).

Ailleurs en Inde péninsulaire, là où la voie acide prédomine, les choses sont plus complexes. On voit apparaître des « sols rouges » décarbonatés dans des zones, par exemple à Hyderabad, qui reçoivent à peu près la même quantité de pluie que la région de Gundlupet et qui sont même moins arrosées que celle de Pollachi. Ces « sols rouges » intermédiaires sont fondamentalement des sols décarbonatés; mais ils présentent une fraction argileuse encore dominée par des édifices gonflants dans les arènes et par les produits de la désilicification progressive des édifices gonflants dans le solum; l'illite n'y est que peu représentée (quand les analyses minéralogiques ont été réalisées). Le lessivage n'est jamais net; si les horizons superficiels sont, le plus souvent, plus pauvres en argile que les horizons B sous-jacents (TABL. XXI), on n'observe pas de revêtements argileux dans les horizons B; ceci rejoint les conclusions de NAGA BUSHANA *et al.* (1982) qui notent que les cutanes font assez souvent totalement défaut quand on observe ces sols en lame minces. Parallèlement, on doit aussi noter que les structures de ces mêmes horizons B sont le plus souvent massives, et non pas polyédriques comme dans les horizons B des « sols rouges » plus nettement lessivés étudiés précédemment. On nommera ces sols à caractères intermédiaires « **sols rouges** » **peu ou pas lessivés** (peut-être appauvris), **décarbonatés**.

Lors de l'étude de la séquence climatique sur le plateau de Mysore, on a montré que c'était moins la pluviosité, que l'existence d'un drainage profond, qui intervenait pour expliquer la répartition des différents types de sols. Si l'on examine les diagrammes P / ETP de la figure 71, on s'aperçoit que, pour une pluviosité de 750 mm, la région de Hyderabad offre des possibilités non négligeables de drainage profond; il en est de même pour les régions intérieures du Tamil Nadu à la latitude de Pondichéry et pour le plateau de Chota Nagpur (où le drainage doit même dépasser celui que l'on estimait pour les sols faiblement ferrallitiques du plateau de Mysore).

Cette caractérisation élémentaire du bilan hydrique suffit donc pour expliquer la répartition des types de sols en Inde péninsulaire et la prédominance de « sols rouges » peu ou pas lessivés, décarbonatés, à caractéristiques intermédiaires entre celles des « sols rouges » à profil calcaire différencié et celles des « sols rouges » lessivés et décarbonatés du plateau de Mysore.

## C - REPARTITION DES DIFFERENTS « SOLS ROUGES » EN INDE PENINSULAIRE : HYPOTHESE CLIMATIQUE

L'influence globale des facteurs climatique et géologique peut être déduite des études détaillées réalisées sur le plateau de Mysore et de la confrontation de leur résultats avec des données provenant de diverses régions de l'Inde péninsulaire. Les lois de répartition suivantes peuvent être dégagées.

### 1.- Rôle du climat

**Le climat joue un rôle primordial** pour expliquer l'extension des « sols rouges » en Inde péninsulaire; ces sols ont une répartition calquée sur la zonalité climatique : ils sont essentiellement localisés dans la sous-région sèche de la zone semi-aride telle qu'elle a été délimitée par l'ICRISAT. Les cartes des figures 1 et 9B permettaient déjà de s'en rendre compte à l'issue du premier chapitre, mais les développements ultérieurs ont permis de préciser les caractéristiques des « sols rouges » (et de leur pédogenèse) et leur variabilité en fonction d'un paramètre important du climat : le bilan hydrique. On a pu ainsi distinguer :

- des **sols rouges non lessivés, à profil calcaire différencié**, dans la zone recevant une pluviosité faible (600 à 900 mm), bien répartie au cours de l'année (il n'y a guère que certains climats équatoriaux bixériques qui puissent réunir ces deux conditions). Cette zone est caractérisée par un drainage profond nul.

- des **sols rouges peu ou pas lessivés, décarbonatés**, dans les zones recevant une pluviosité presque aussi faible (700 à 1 000 mm), mais répartie en une seule et courte saison humide (climats tropicaux du centre de la péninsule ou "tropicaux retardés" de la côte orientale). Ces zones sont caractérisées par un drainage profond faible.

— des **sols rouges lessivés, décarbonatés**, dans la zone recevant une pluviosité plus importante (900 à 1 100 mm) relativement bien répartie au cours de l'année (climats à une saison des pluies mais à trois modes pluviométriques sur les diagrammes). Cette zone est celle où la mousson du sud-ouest s'estompe après avoir franchi la barrière des Ghâts Occidentaux; elle est caractérisée par un drainage profond irrégulier, pouvant devenir important les années de forte mousson.

## 2.- Rôle de la lithologie

La pédogenèse des « sols rouges » décarbonatés, peu ou pas lessivés, s'exerce sur socle cristallin où elle se montre alors relativement **ubiquiste vis-à-vis de la composition précise de la roche**; la grande variété des localisations évoquées précédemment interdit en effet de penser que la présence des « sols rouges » soit liée à une composition particulière de la roche-mère.

La pédogenèse des autres « sols rouges » — qu'ils soient du type non lessivés, à profil calcaire différencié, ou du type lessivés, décarbonatés — semble tout aussi ubiquiste vis à vis de la composition précise du socle, mais les sites pour le mettre en évidence sont moins nombreux.

# IV — COMPARAISONS AVEC D'AUTRES REGIONS

## A « SOLS ROUGES » AILLEURS DANS LE MONDE

Ces interprétations générales précisent ce que l'on pouvait déduire des données globales existantes (Chapitre 1). On va maintenant essayer de les consolider et de les compléter en comparant les « sols rouges » de l'Inde péninsulaire à ceux d'autres régions du monde : tropicales — Angola et Nord-Cameroun — ou méditerranéennes.

## A - EN ANGOLA

La situation qui vient d'être présentée pour les « sols rouges » de l'Inde péninsulaire n'est pas sans rappeler celle que rencontraient les pédologues portugais en Angola.

Il faut ici rappeler que c'est à BOTELHO DA COSTA (1959, BOTELHO DA COSTA et AZEVEDO 1960) que l'on doit la création du **concept de sol fersiallitique** dans le cadre de la nomenclature des sols de l'Angola. La situation géographique de ce pays, entre 6 et 17° de latitude sud, fait que le concept a été créé et utilisé la première fois pour des **sols tropicaux**, et c'est d'ailleurs l'expression *sols fersiallitiques tropicaux* qui a été employée.

Pour BOTELHO DA COSTA et AZEVEDO (1960), les *sols fersiallitiques tropicaux* faisaient partie d'une séquence climatique allant des *sols tropicaux semi-arides* aux *sols ferrallitiques*; pour bien saisir la définition qu'ils donnaient alors des *sols fersiallitiques tropicaux*, il faut la replacer dans le cadre de cette séquence dont les principaux jalons étaient :

— les *sols semi-arides tropicaux bruns ou brun-rougeâtres*, le plus souvent carbonatés, ayant d'importantes réserves de minéraux altérables et une phase argileuse, qualifiée de siallitique (c'est-à-dire, pour ces auteurs, avec des rapports  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  tous deux supérieurs à 2), dont le comportement était dominé par la présence de minéraux 2/1.

— les *sols bruns ou brun-rougeâtres décarbonatés*, pour lesquels la phase argileuse n'était plus que faiblement siallitique (avec un rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  qui restait légèrement supérieur à 2 tandis que le rapport  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  pouvait être, éventuellement, inférieur à 2).

— les *sols fersiallitiques tropicaux*, dont la phase argileuse avait des caractères intermédiaires entre les argiles siallitiques et les argiles ferrallitiques (avec un rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  supérieur à 2, et un rapport  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  généralement inférieur à 2); il était précisé que les argiles comportaient, le plus souvent, une importante fraction micacée.

— les *sols ferrallitiques*, dont les argiles étaient essentiellement de la kaolinite et des oxydes (présentant donc un rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  inférieur à 2).

Dans cette suite, les *sols fersiallitiques tropicaux* occupaient une place bien définie et l'on peut d'ailleurs essayer d'établir des correspondances (TABL. XXII) entre sols de l'Inde péninsulaire et sols de l'Angola : en Inde ce sont les « sols rouges » décarbonatés qui s'apparentent le plus aux *sols fersiallitiques tropicaux* des auteurs portugais; les « sols rouges » à profil calcaire différencié correspondant plutôt aux *sols semi-arides tropicaux*.

Tableau XXII

Correspondances entre les sols observés en Inde Péninsulaire et ceux observés en Angola par BOTELHO DA COSTA et AZEVEDO (1960)

INDE PENINSULAIRE (nomenclature proposée dans ce mémoire)	ANGOLA (nomenclature de BOTELHO DA COSTA et AZEVEDO)
« sols rouges » non lessivés, à profil calcaire différencié	<i>sols semi-arides tropicaux brun-rougeâtres</i>
« sols rouges » peu ou pas lessivés, décarbonatés	<i>sols décarbonatés brun-rougeâtres</i>
« sols rouges » lessivés, décarbonatés	<i>sols fersiallitiques</i>

En Angola, on trouve aussi des climats bixériques (tendance souvent qualifiée d'"équatoriale") à pluviosité faible, finalement assez proches de ceux de l'Inde péninsulaire. La zone côtière angolaise est une zone relativement sèche ( $200 \text{ mm} < P < 400 \text{ mm}$ ) grâce aux effets du courant froid de Benguela; la pluviosité augmente ensuite vers l'intérieur des terres. Sur la carte mondiale des sols, rédigée avec la nomenclature de la F.A.O. (U.N.E.S.C.O., 1976), ce gradient climatique se traduit par la séquence suivante : **Cambisols eutriques - Xerosols hapliques - Luvisols ferriques - Acrisols orthiques - Ferralsols orthiques**. A Sa da Bandeira, situé dans la zone des Luvisols ferriques de la carte F.A.O., on relève une pluviosité totale de 959 mm répartie en deux saisons (maxima pluviométriques en Février et Décembre, 7 mois reçoivent plus de 50 mm; source GOUROU, 1970).

Les convergences avec le cas indien sont donc importantes et l'on peut alors être tenté d'y voir la **confirmation de l'hypothèse climatique émise au paragraphe précédent**. On observe finalement, en Inde péninsulaire tout comme en Angola, trois subdivisions importantes parmi les « sols rouges » (ou brun-rougeâtres), qui présentent à la fois une quantité importante de fer libre et une proportion notable de minéraux argileux 2/1. Si l'on veut bien faire abstraction des questions de nomenclature et admettre que le concept de sol fersiallitique (comme dans l'acception du Référentiel Pédologique Français) s'applique à un ensemble de sols plus vaste que ne l'envisageaient BOTELHO DA COSTA et AZEVEDO en 1960; c'est le groupe des sols fersiallitiques tropicaux qu'il faudra envisager de subdiviser en trois en fonction des modalités du drainage climatique.

## B - AU NORD-CAMEROUN

Cette interprétation climatique de la répartition des différents types de « sols rouges » tropicaux contraste avec certaines interprétations, réalisées en Afrique de l'Ouest, pour des sols de même nature. Au Nord-Cameroun en particulier, MARTIN *et al.* (1966) d'abord, puis BRABANT et GAVAUD (1985) à leur suite, ont

considéré que les « sols rouges » se trouvant dans une zone où prédominent les *sols ferrugineux tropicaux* résultaient d'une composition particulière de la roche mère : sols lithodépendants. Il ne saurait être ici question de remettre en cause les interprétations de ces auteurs, mais il faut bien admettre alors qu'un schéma explicatif valable au Nord-Cameroun ne l'est pas forcément en Inde et vice versa.

Pour concilier les deux interprétations, il faut alors imaginer que pour des climats tropicaux à la fois plus humides que ceux de l'Inde péninsulaire et à saison humide de relativement courte durée, la tendance générale (c'est-à-dire sur un granito-gneiss de composition moyenne) est au développement de *sols ferrugineux tropicaux* dans les parties drainant bien des paysages. Dans ces conditions, l'influence de la lithologie (dans le cas de roches relativement basiques) deviendrait alors déterminante pour orienter la pédogenèse vers la fersiallisation.

## C - CAS PLUS GENERAL DES SOLS ROUGES MEDITERRANEENS

Parmi les « sols rouges » à caractères fersiallitiques, les sols rouges méditerranéens sont certainement ceux qui ont été les plus étudiés par les pédologues français. Mais, dans la zone méditerranéenne, la nature de la roche mère vient singulièrement compliquer les comparaisons avec le domaine tropical. Il faut en effet distinguer deux cas : les sols formés sur roche calcaire, qui correspondent à la situation la plus répandue; puis les exceptions constituées par les sols rouges méditerranéens développés sur roche cristalline.

### 1.- Sols rouges méditerranéens sur roche carbonatée

La plupart des sols rouges méditerranéens se sont formés sur roche calcaire ou carbonatée et, plus exactement, sur les produits de la décarbonatation de ces roches (LAMOUROUX, 1972). Dans les **sols méditerranéens** formés à partir d'un résidu de décarbonatation, la phase argileuse est le produit des **transformations** que subit ce résidu; dans les **sols tropicaux** sur roche silicatée, la phase argileuse est essentiellement obtenue à la suite de **néoformations**. Cette différence est essentielle, elle a déjà été soulignée notamment par PAQUET (1970) et PEDRO (1984, 1987). La phrase suivante, extraite de LAMOUROUX (1972), en est une illustration supplémentaire; discutant des variations dans la nature du cortège argileux des sols qu'il étudie au Liban, cet auteur précise (p. 215) qu'il s'agit d'"un mélange de kaolinite et de smectites. La kaolinite peut être absente et l'illite abondante si les hydrolyses sont modérées"; il est bien évident qu'il s'agit d'une situation opposée à celle qui a été décrite en Inde où la présence d'illite et de kaolinite correspond, dans les « sols rouges », aux hydrolyses les plus poussées.

Sur roche-mère calcaire, la pédogenèse fersiallitique correspond à des processus singuliers commandés par la lithologie et ce sont donc les exceptions constituées par les sols rouges méditerranéens formés sur roches cristallines qu'il faut maintenant examiner pour essayer de retrouver de véritables ressemblances avec le domaine tropical.

### 2.- Sols méditerranéens formés sur roche cristalline

Les études concernant les sols rouges méditerranéens formés sur roches cristallines sont relativement peu nombreuses, on peut néanmoins citer celles de BECH BORRAS *et al.* (1982), de ROUGIER (1985) et de PENVEN (1988).

BECH BORRAS *et al.* en Espagne, ROUGIER au Maroc, s'accordent pour dire que les sols qu'ils observent sont des sols fossiles et qu'ils correspondent à des conditions climatiques aujourd'hui disparues. La comparaison des sols qu'ils étudient avec ceux de l'Inde péninsulaire n'est donc pas susceptible d'apporter d'argument dans le cadre de l'hypothèse climatique présentée ici.

Par contre, PENVEN en Algérie, arrive à des conclusions différentes pour les sols rouges de la Kabylie de Collo. Pour elle, ces sols, qu'elle décrit comme fersiallitiques, sont fonctionnels; leur formation correspondrait au climat méditerranéen actuel, relativement pluvieux ( $P \pm 1\ 500$  mm), de la région. Elle montre que leur



genèse passe par une hydrolyse relativement poussée; la kaolinite se néoforme en quantité importante après une brève étape de vermiculitisation. PENVEN insiste enfin sur les nombreuses convergences avec ce qui se passe en milieu tropical.

Si l'on compare maintenant les sols fersiallitiques de la Kabylie de Collo avec ceux qui viennent d'être étudiés en Inde, on constate qu'ils se rapprochent des « sols rouges » décarbonatés, lessivés du plateau de Mysore; à cette importante différence près que la vermiculitisation n'a jamais été mise en évidence en Inde alors que la séricitisation y joue un rôle notoirement plus important qu'en Kabylie de Collo.

### 3.- Commentaires

Si l'on revient maintenant à la distinction faite par RUELLAN (1981) entre voie calcimorphe et voie acide en zone méditerranéenne; on ne peut que constater que les pédogenèses fersiallitiques en milieu tropical peuvent être classées selon le même schéma. L'étude réalisée en Inde a de plus montré que la limite "de terrain", qui sépare les domaines où s'exercent les deux voies de la pédogenèse fersiallitique, était une limite relativement brutale, dont la brutalité semblait d'ailleurs s'affirmer avec le temps.

Si l'on dépasse maintenant ces considérations générales et que l'on s'intéresse au détail des processus qui interviennent, des différences importantes surgissent :

- en zone méditerranéenne, la plupart des sols rouges sont formés sur calcaire; en zone tropicale par contre, les « sols rouges » représentent essentiellement le produit de l'évolution superficielle des roches cristallines.

- en restreignant la comparaison à ce qui se passe sur roches cristallines, les exemples sont peu nombreux; l'étude réalisée en Kabylie de Collo a montré des sols où coexistent des processus de la zone tempérée (vermiculitisation) et de la zone tropicale ferrallitique (transformation des feldspaths en "gels" et kaolinisation). Le résultat final de la pédogenèse, c'est-à-dire les horizons du sol, peut présenter des convergences avec celui de certains sols tropicaux, mais le détail des processus évolutifs reste assez différent.

## V — CONCLUSIONS : ORIGINALITE DE LA PEDOGENESE FERSIALITIQUE EN MILIEU TROPICAL

L'étude de la pédogenèse des « sols rouges » en Inde du sud a montré la grande importance prise par le facteur climatique. Pour étudier ce facteur, prendre en compte seulement la pluviosité est notoirement insuffisant; l'étude des régimes pluviométriques est indispensable et c'est finalement l'examen du bilan hydrique au cours de l'année qui permet de comprendre la répartition des sols. On peut alors distinguer trois cas et schématiser très globalement ce qui se passe :

- Si la pluviosité est relativement réduite, de l'ordre de grandeur de la demande climatique estimée par les calculs d'ETP, si elle est de plus relativement bien répartie au cours de l'année, la couverture pédologique est alors soumise à un arrosage régulier sans possibilités de drainage profond. Dans les horizons supérieurs, les minéraux primaires s'altèrent peu et le calcium, produit relativement soluble de cette altération, n'est pas évacué; il s'accumule alors sous la forme d'un encroûtement et contribue au blocage des processus hydrolytiques en profondeur. Dans les arènes, ne se forment plus alors que quelques minéraux gonflants par aggradation des micas.

- Si la pluviosité est tout aussi réduite, mais mal répartie au cours de l'année; la couverture pédologique est alors soumise à un arrosage irrégulier avec possibilités réduites de drainage profond. Les horizons supérieurs connaissent une évolution comparable à celle décrite précédemment mais le calcium est évacué du profil. L'altération profonde s'oriente vers une séricitisation, ou illitisation, limitée.



— Si la pluviosité est un peu plus importante que la demande climatique, mais encore relativement bien répartie au cours de l'année; la couverture pédologique est alors soumise à un arrosage plus important; un drainage profond sensible, mais encore irrégulier, s'établit; les minéraux primaires s'altèrent sur une épaisseur importante et les produits de cette altération sont évacués, y compris une grande partie de la silice. Les horizons B s'enrichissent en kaolinite et le lessivage apparaît alors comme un processus secondaire important pour la différenciation du profil.

Ces trois situations pédoclimatiques aboutissent, sur roches cristallines, à la formation de sols à caractères fersiallitiques : **la pédogenèse fersiallitique en milieu tropical apparaît donc comme étant essentiellement contrôlée par le climat.**

La comparaison avec les sols rouges méditerranéens a permis de mettre en évidence une convergence d'ensemble et de nombreuses divergences de détail; le fait que l'on retrouve dans les deux cas des sols dont l'évolution est marquée par le calcaire (voie calcimorphe) et des sols où elle ne l'est pas (voie acide), n'empêche pas l'existence de nombreuses différences qui ont été soulignées. Quand les conditions lithologiques sont comparables, ces différences sont certainement encore explicables par l'influence du facteur climatique (régimes hydriques et thermiques), car les climats méditerranéens sont assez fondamentalement différents des climats tropicaux.

Dans le domaine tropical, et si on les compare aux sols ferrallitiques ou aux sols à tendance ferrugineuse, les sols à caractères fersiallitiques sont des sols relativement peu répandus. Cette relative rareté s'explique, là encore, par le facteur climatique : il n'existe en effet que peu de zones intertropicales où la pluviosité soit à la fois modérée et bien répartie sur l'année. **La rareté des sols fersiallitiques tropicaux correspond donc assez bien à la rareté des climats tropicaux favorables à leur genèse.**

Enfin, et il s'agit d'une conséquence directe de la nature des processus qui jouent dans la formation de ces sols fersiallitiques, **les sols fersiallitiques tropicaux sont des sols naturellement fertiles.** Ils possèdent un cortège argileux ayant une capacité d'échange importante; tous ont une réserve en minéraux altérables; certains une importante réserve carbonatée, les autres un piège à potassium au niveau des horizons C. Cette fertilité naturelle, "pédologique" (PEDRO, 1982), des sols s'ajoute aux qualités intrinsèques du climat qui préside à leur formation et fait, des zones intertropicales où ces sols dominent, des zones relativement privilégiées.

---



## Conclusions générales

Les couvertures pédologiques des zones semi-arides de l'Inde péninsulaire et d'Afrique de l'Ouest diffèrent de façon importante : « sols rouges » à caractères fersiallitiques affirmés en Inde, sols ferrugineux tropicaux en Afrique. Cette différence n'a pas, à première vue, de causes évidentes, car conditions lithologiques et climatiques sont apparemment très semblables; la similitude apparente des milieux a d'ailleurs conduit à quelques fausses interprétations concernant la nature des sols indiens. Cette recherche, sur les « sols rouges » de l'Inde péninsulaire, avait donc au départ un objectif précis : expliquer les différences avec les sols ferrugineux d'Afrique de l'Ouest.

Les sols ferrugineux tropicaux africains et leur pédogenèse étant relativement bien connus grâce à de nombreuses études, cette recherche s'est naturellement orientée vers la caractérisation de la pédogenèse des « sols rouges » indiens, sujet pour lequel les données disponibles étaient en nombre très limité.

Les principales conclusions de ce travail peuvent finalement être regroupées en trois rubriques :

- mise en évidence du rôle **primordial des facteurs climatiques** pour expliquer l'existence et la répartition des « sols rouges » fersiallitiques en Inde;
  - caractéristiques originales des **processus de la pédogenèse fersiallitique en milieu tropical**;
  - **apports méthodologiques**.
- pour conclure en évoquant la **place des sols fersiallitiques (tropicaux) dans la zone intertropicale**.

## I — ROLE PRIMORDIAL DES FACTEURS CLIMATIQUES DANS L'EXISTENCE ET LA REPARTITION DES SOLS FERSIALLITQUES TROPICAUX EN INDE

Les neuf chapitres précédents ont progressivement permis de mettre en évidence le rôle primordial de certains facteurs (ou paramètres) climatiques pour expliquer l'existence et la répartition des « sols rouges » :

1).- Au niveau de l'Inde péninsulaire prise dans son ensemble, les « sols rouges » sont **présents exclusivement dans la zone semi-aride**; ils correspondent à des milieux de pédogenèse où les **percolations profondes et/ou latérales sont nulles ou extrêmement limitées**; ils sont toujours formés sur socle cristallin, mais sur toutes les variantes du socle cristallin.

2).- C'est encore le climat, et notamment le **pédoclimat** (caractérisé par le calcul du drainage climatique), qui **permet d'expliquer la répartition des différents types de « sols rouges » observés en Inde**. Le **comportement du calcium** sert alors de clé pour comprendre les différents types de sols et leurs pédogenèse. On peut alors distinguer, parmi les différents « sols rouges » :

\* ceux pour lesquels le drainage profond, nul la plupart du temps, ne permet pas l'évacuation du calcium hors du profil; cet élément s'accumule sous forme d'un encroûtement et sa présence interfère avec les caractéristiques de la pédogenèse (en ambiance calcique en surface et carbonatée en profondeur) : on peut alors parler de **voie calcimorphe**;

\* de ceux pour lesquels les conditions de drainage climatique sont un peu moins drastiques et permettent l'évacuation du calcium hors du profil; on parlera alors de **voie acide**.

## II — PROCESSUS ORIGINAUX DE LA PEDOGENESE FERSIALLITIQUE TROPICALE

3).- Quelle que soit leur voie de formation, les « sols rouges » fersiallitiques tropicaux ont ceci de commun avec d'autres sols tropicaux qu'ils présentent une nappe de gravats et des horizons supérieurs fortement en relation avec l'activité biologique (termites). Ceci constitue en revanche une originalité par rapport aux sols fersiallitiques méditerranéens.

### A - SOLS DE LA VOIE CALCIMORPHE

4).- Le calcium, élément relativement soluble et mobile, n'est que très lentement exporté des paysages et il forme un encroûtement à la suite d'un processus de "redistribution latérale externe". La profondeur de l'encroûtement coïncide généralement avec celle de la nappe de gravats. L'encroûtement se développe sans que l'on observe d'épigénie véritable.

5).- Les arènes sont situées sous l'encroûtement calcaire; elles sont soumises à une percolation quasiment nulle et elles évoluent par bisiallitisaiton limitée; des minéraux gonflants se forment de façon quasi exclusive au niveau des biotites et de certaines amphiboles. Ces minéraux gonflants ont ensuite une action mécanique sur tout l'horizon, dont ils provoquent l'éclatement et le foisonnement; bien qu'ayant une structure rocheuse conservée, les arènes ne représentent donc pas le résultat d'une altération isovolume.

6).- C'est l'évolution ultérieure et superficielle des matériaux des arènes, remontés par la faune, qui génère les constituants des « sols rouges »; les minéraux primaires se transformant encore le plus souvent en donnant naissance à des argiles 2/1, il s'agit donc d'un processus de bisiallitisaiton vraie; ces argiles, ainsi que

celles qui ont été remontées des niveaux d'arènes, évoluent ensuite lentement par désilicification et libération du fer. Le complexe d'altération du solum se trouve finalement constitué de minéraux gonflants (smectites ferriques et interstratifiés gonflants), de minéraux interstratifiés (7-14Sm), d'illites (résiduelles?) et de fer libre.

## B - SOLS DE LA VOIE ACIDE

7).- Le calcium est cette fois-ci exporté des paysages; cette exportation n'est ni rapide ni régulière, mais elle se traduit par l'absence de formes d'accumulation calcaires visibles. Les arènes sont soumises à une percolation un peu plus importante que précédemment et les solutions qui percolent sont susceptibles de provoquer l'altération des feldspaths. On observe alors une séricitisation plus ou moins importante dans les horizons d'altération. La séricitisation paraît être précédée par l'altération des biotites en interstratifiés gonflants; elle est immédiatement suivie par la kaolinisation.

8).- Sous l'action des remontées biologiques, les horizons supérieurs héritent de matériel déjà très évolué, la désilicification s'y poursuit ainsi que la libération du fer. Le complexe d'altération du solum se trouve finalement constitué de kaolinite (parfois très désordonnée), d'illite (néoformée et résiduelle) et de fer libre, les minéraux gonflants ne sont plus qu'à l'état de traces.

9).- Selon l'intensité de la séricitisation profonde et le degré d'évolution atteint par les horizons supérieurs, deux variantes peuvent être identifiées pour la voie "acide"; celle qui correspond aux actions les plus poussées voit aussi se développer d'importants processus secondaires de lessivage.

## III — APPORTS METHODOLOGIQUES

10).- La méthode qui a été utilisée pour identifier et sélectionner des sites d'étude dans la zone des « sols rouges » indiens est la méthode morphopédologique. On a pu ainsi montrer que cette façon de travailler, souvent réservée aux études de pédologie appliquée, pouvait être efficacement suivie dans le cadre d'études plus fondamentales, pour lesquelles elle peut aussi procurer d'appréciables gains de temps.

11).- L'exemple étudié a montré de façon remarquable l'intérêt qu'il y avait à étudier des transects climatiques courts et contrastés; les différences y apparaissent mieux qu'ailleurs et leur déterminisme est plus facile à appréhender.

## IV — PLACE DES SOLS FERRALLITIQUES DANS LA PEDOGENESE TROPICALE

12).- Les sols ferrallitiques tropicaux apparaissent, à côté des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux tropicaux, comme la troisième catégorie importante de sols très évolués se développant dans les parties bien drainées des paysages. Ils correspondent à des climats particuliers, bixériques et peu pluvieux, relativement peu représentés à la surface de la terre. Quand la condition climatique n'est pas satisfaite, ils peuvent encore se développer si la nature basique de la roche contrecarre l'évacuation rapide du calcium; les surfaces concernées correspondent alors, totalement ou partiellement, à celles des affleurements de telles roches.

---





# Bibliographie

- AHMAD (E.), 1972. — Coastal Geomorphology of India. Orient Longman, New Delhi, 222 p.
- AROGYASWAMY (R.N.P.), 1967. — Geomorphological features of the Nilgiri mountains. *In* : Proceedings of the Seminar on geomorphological studies in India, Sagar, Inde, 14-19 novembre 1965, Sagar, University of Saugar, Center for Advance Studies in Geology, p. 78-86.
- A Social and Economical Atlas of India, 1987. — S. MUTHIAH Ed.-in-Chief. Oxford University Press, New Delhi.
- Atlas International de l'Ouest africain, 1968. — Publié sous les auspices de l'OUA. 1<sup>e</sup> livraison, Impr. Protat Frères, Macon. (Cartes climatiques).
- AUBERT (G.), 1965. — Classification des Sols. Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes de sols utilisés par la Section de Pédologie de l'O.R.S.T.O.M. (1965). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 3 (3) : 269-288.
- BACHELIER (G.), 1978.— La faune des sols, son écologie et son action. *Initiations - Documentations Techniques de l'O.R.S.T.O.M.*, n° 38 : 392 p.
- BAIZE (D.), 1986.— Couvertures pédologiques, cartographie et taxonomie. *Sc. du Sol*, 23 (3) : 227-243.
- BECH (J.), NAHON (D.), PAQUET (H.), RUELLAN (A.), MILLOT (G.), 1980. — Sur l'extension géographique des phénomènes d'épigénie par la calcite dans les encroûtements calcaires. Exemple de la Catalogne. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, t. 291, Série D : 371-376.
- BECH BORRAS (J.), FEDOROFF (N.), QUANTIN (P.), SEGALÉN (P.), 1982. — Etude des sols fersiallitiques lessivés formés sur des arènes granitiques de la Selva (Catalogne, Espagne). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 1 (3) : 233-256.

- BERTRAND (R.), 1972. — Morphopédologie et orientations culturelles des régions soudaniennes du Siné-Saloum (Sénégal). *L'Agron. Trop.*, 27 (11) : 1 115-1 190.
- BHASKAR RAO (Y.J.), WARREN BECK, RAMA MURTHY (V.), NIRMAL CHARAN (S.), NAQVI (S.M.), 1983. — Geology, geochemistry and age of metamorphism of Archean grey gneisses around Channarayapatna, Hassan District, Karnataka, South India. *In* : Precambrian of South-India, proceedings of the Indo-U.S. workshop, Hyderabad, Inde, 12-15 jan. 1982. Bangalore, Geol. Soc. India, Memoir n° 4, p. 309-328.
- BIRKELAND (P.W.), 1984. — Soils and geomorphology. New-York, Oxford, Oxford University Press, 372 p.
- BLÜMEL (W.D.), 1982. — Calcretes in Namibia and SE Spain, relations to substratum, soil formation and geomorphic factors. *In* : Aridic Soils and Geomorphic Processes, proceedings of the International Conference of the International Society of Soil Science, Jerusalem, 29 mars - 4 avril 1981, DAN H. YAALON Ed. Cremlingen, *Catena Supplement* n° 1, p. 67-82.
- BOCQUIER (G.), 1973. — Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Mémoire O.R.S.T.O.M.*, n°62 : 350 p.
- BOCQUIER (G.), ROGNON (P.), PAQUET (H.), MILLOT (G.), 1977. — Interprétation pédologique des dépressions annulaires entourant certains inselbergs. *Sci. Géol. Bull.* n°30 (4) : 245-253.
- BORGGGAARD (O.K.), 1988. — Phase identification by selective dissolution techniques. *In* : Iron in Soils and Clay Minerals, STUCKI (J. W.), GOODMAN (B. A.) and SCHWERTMANN (U.) Eds. Dordrecht, NATO ASI Series, Series C, Vol. 217, D. Reidel Publ. Co, p. 83-98.
- BOTELHO DA COSTA (J.V.), 1959. — Ferrallitic, tropical fersiallitic and tropical semi-arid soils. Definitions adopted in the classification of the soils of Angola. *In* : Comptes Rendus de la 3<sup>e</sup> Conférence Interafricaine des Sols, Document n° 91, p 317-319.
- BOTELHO DA COSTA (J.V.), AZEVEDO (À.L.), 1960. — Generalized soil map of Angola. *In* : Transactions of 7<sup>th</sup> International Congress of Soil Science, Madison, Wisc., U.S.A., 1960. Amsterdam, Elsevier, Vol IV, p. 56-62.
- BOULAIN (J.), 1975. — Géographie des sols. Presses Universitaires de France, Collection SUP, Paris, 200 p.
- BOULAIN (J.), 1978. — Les sols Calfersiques. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 16 (3) : 265-291.
- BOULAIN (J.), 1980. — Pédologie appliquée. Masson, Paris, 220 p.
- BOULET (R.), 1978. — Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. *Mémoire O.R.S.T.O.M.*, n°85, 272 p.
- BOURGEON (G.), 1987 a. — Les "sols rouges" des régions semi-arides du sud de l'Inde. I - Propriétés et classification pédologique. *L'Agron. Trop.*, 42 (3) : 153-164.
- BOURGEON (G.), 1987 b. — Les "sols rouges" des régions semi-arides du sud de l'Inde. II - Potentialités, rôle dans les systèmes agraires. *L'Agron. Trop.*, 42 (3) : 165-170.
- BOURGEON (G.), 1988. — Esquisse sur les grandes zones de sols du sud de l'Inde. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 24 (4) : 303-328.

- BOURGEON (G.), 1989. — Reconnaissance soil map of forest area, 1/1 000 000 scale, sheet WESTERN KARNATAKA AND GOA. *Inst. fr. Pondichéry, trav. sec. sci. tech.*, Hors série n° 20, 1 carte + notice de 96 p + annexes 108 p.
- BRABANT (P.), GAVAUD (M.), 1985. — Les sols et les ressources en terres du Nord-Cameroun. O.R.S.T.O.M., Notice explicative n°103, 285 p.
- BRABANT (P.), BAIZE (D.), 1990. — Le domaine dit "Ferrugineux Tropical" (couvertures pédologiques issues directement de roches cristallines acides). *In* : *Référentiel Pédologique Français*, 3<sup>e</sup> proposition, AFES, INRA, p. 209-213.
- BRESSON (L.-M.), 1976. — Rubéfaction récente des sols sous climat tempéré humide. *Sci. du Sol*, 1 : 3-22.
- BRESSON (L.-M.), 1990. — Fersialsols. *In* : *Référentiel Pédologique Français*, 3<sup>e</sup> proposition, AFES-INRA, p. 103-107.
- BUCHANAN (F.), 1807. — A journey from Madras through the countries of Mysore, Canara, and Malabar. Asian Educational Services first reprint, 1988, New-Delhi, Madras, 3 volumes.
- BULLOCK (P.), FEDOROFF (N.), JONGERIUS (A.), STOOPS (G.), TURSINA (T.), BABEL (U.), 1985. — Handbook for Soil Thin Section Description. Waine Research Publications, Albrighton, 152 p.
- BUOL (S.W.), HOLE (F.D.), McCracken (R.J.), 1980. — Soil genesis and classification. 2<sup>nd</sup> ed., Oxford & IBH Publishing Co., New Delhi, 404 p.
- CAILLERE (S.), HENIN (S.), RAUTUREAU (M.), 1982. — Minéralogie des argiles, 2 : classification et nomenclature. *Actualités scientifiques et agronomiques de l'INRA*, n°9, Paris, Masson, 189 p.
- CASSHYAP (S.M.), 1979. — Patterns of sedimentation in Gondwana basins. *In* : *Fourth International Gondwana Symposium*, Geological Survey of India, Calcutta, janv. 1977, vol. II. Hindustan publishing corporation, Delhi, p. 525-551.
- CHATELIN (Y.), 1972. — Les sols ferrallitiques. Tome I : historique - développement des connaissances et formation des concepts actuels. *Initiations - Documentations Techniques de l'O.R.S.T.O.M.*, n°20 : 98 p.
- CHUKHROV (F.V.), ZVYAGIN (B.B.), DRITS (V.A.), GORSHKOV (A.I.), ERMILOVA (L.P.), GOILO (E.A.), RUDNITSKAYA (E. S.), 1979. — The ferric analog of pyrophyllite and related phases. *In* : *Proc. Int. Clay Conf.*, Oxford, 1978, MORTLAND (M. M.) and FARMER (V. C.) Eds. Amsterdam, Elsevier, p. 55-64.
- COLMET-DAAGE (F.), GAUTHEYROU (M.), DE KIMPE (C.), 1973. — Etude des sols à allophanes dérivés de matériaux volcaniques des Antilles et d'Amérique latine à l'aide de techniques de dissolution différentielle. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 11 (2) : 97-120.
- COLLINET (J.), 1969. — Contribution à l'étude des «stones-lines» dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 7 (1) : 3-42.
- C.P.C.S., 1967. — Classification des sols, 87 p.
- CRAWFORD (A.R.), 1969. — Reconnaissance Rb-Sr dating of the Precambrian rocks of southern peninsular India. *Jour. Geol. Soc. India*, 10 : 117-166.

- CROOK JR. (R.), GILLESPIE (A.R.), 1986. — Weathering rates in granitic boulders Measured by P-waves speeds. *In* : Rates of chemical weathering of rocks and minerals, COLMAN (S.M.), DETHIER (D.P.) Eds., Academic Press, Inc., p. 395-417.
- DAS (D.K.), DAS (S.C.), 1966. — Mineralogy of Clays from some Black, Brown and Red Soils of Mysore. *Jnl. of the Indian Soc. of Soil Sci.*, 14 (1) : 43-50.
- DEJOU (J.), GUYOT (J.), ROBERT (M.), 1977. — Evolution superficielle des roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées. INRA, 464 p.
- DEER (W.A.), HOWIE (R.A.), ZUSMANN (Z.), 1962. — Rock-forming minerals; Vol. 3 Sheet Silicates. Longmans, 127p.
- DEMANGEOT (J.), 1973. — Une montagne tropicale : les Nilghiri (Inde du sud). *Finistera, Revista Portuguesa do Geografia*, 8 (16) : 292-307, 2 pl. photo.
- DEMANGEOT (J.), 1975 a. — Recherches géomorphologiques en Inde du sud. *Zeitschrift für Geomorph. N. F.*, 19 (3) : 229-272.
- DEMANGEOT (J.), 1975 b. — Sur la genèse des pédiplaines en Inde du sud. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 422-423 : 25-29.
- DEMOLON (A.), 1952. — Principes d'agronomie, tome I : Dynamique du sol. Paris, Dunod, 520 p.
- DESIKACHAR (S.W.), 1979. — Evolution of the indian sub-continent in terms of the new global tectonics and its implications for exploration of hydrocarbons. *In* : Fourth International Gondwana Symposium, Geological Survey of India, Calcutta, janv. 1977, vol. II. Hindustan publishing corporation, Delhi, p. 734-747.
- DIGAR (S.), BARDE (N. K.), 1982. — Morphology, Genesis and Classification of Red and Laterite Soils. *In* : Review of Soil Research in India, Part II, 12<sup>th</sup> International Congress of Soil Science, New-Delhi, Inde, 8-16 février, New-Delhi, I.S.S.S. A.I.S.S. I.B.G., p. 498-507.
- DOUGLAS (M.), MacEWAN (C.), WILSON (M.J.), 1984. - Interlayer and intercalation complexes of clay minerals. *In*. Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification, BRINDLEY (G.W.) & BROWN (G.) Eds., London, Mineralogical Society, p. 197-248.
- DUCHAUFOR (PH.), 1957. — Pédologie, applications forestières et agricoles. Nancy, Ecole Nat. des Eaux et Forêts, 257 p + annexes 87 p.
- DUPLAY (J.), 1984. — Analyses chimiques ponctuelles d'argiles. Relations entre variations de composition dans une population de particules et température de formation. *Sci. Géol., Bull.*, 37 (4) : 307-317.
- DUPLESSY (J.-C.), 1982. — Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean. *Nature*, 295 (5849) : 494-498.
- EQUIPE PEDOLOGIQUE FRANCO-BRESILIENNE, 1965. — Caractéristiques et classification des principaux sols du Val Jaguaribe (Etat du Ceara - Brésil). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 3 (1) : 3-20.
- ESCHENBRENNER (V.), VOLKOFF (B.), PEDRO (G.), 1984. — Les grands ensembles de sols du monde (carte au 1/10 000 000, préparée pour l'exposition «Podzols, rendzines, et les autres... Connaissez-vous les sols», Paris 1984-85). *In* : Ressources mondiales en sols, par G. PEDRO, *O.R.S.T.O.M. Actualités* : 3-4.

- ESCHENBRENNER (V.), 1988. — Les gléboles des sols de Côte d'Ivoire. Nature et origine en milieu ferrallitique. Modalités de leur concentration. Rôle des termites. *Trav. et Doc. Microfichés de l'O.R.S.T.O.M.*, n° 39, TI, 9 microfiches, TII, 5 microfiches.
- FAO - UNESCO, 1976. — Carte mondiale des sols, 1 / 5 000 000, Feuille VI-3. Unesco, Paris.
- FAURE (P.), VOLKOFF (B.), 1989. — Les couvertures pédologiques polygénétiques des régions soudano-guinéennes de l'Afrique de l'ouest. In : Soiltrop 89, actes du 1<sup>er</sup> séminaire franco-africain de pédologie tropicale, Lomé, 6-12 février 1989. *O.R.S.T.O.M., Colloques et Séminaires* : p. 117-142.
- FONTUGNE (M.-R.), 1983. — Les isotopes stables du carbone organique dans l'océan. Applications à la paléoclimatologie. Thèse Univ. Paris XI, 227 p.
- FONTUGNE (M.-R.), DUPLESSY (J.-C.), 1986. — Variations of the Monsoon regime during the Upper Quaternary : evidence from carbon isotopic record of organic matter in North Indian Ocean sediment cores. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 56 : 69-88.
- FOOTE (R.B.), 1889. — The "Dharwar system", the chief auriferous series in South India. *Geol. Surv. of India Records*, 2 (1) : 17-39.
- FRITSCH (E.), 1984. — Les transformations d'une couverture ferrallitique en Guyane française. Thèse d'Université, Géologie appliquée, Université Paris VII, Paris, O.R.S.T.O.M., 190 p.
- FRITZ (B.), 1975. — Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions, application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Mém. Sci. Géol.*, n° 41 : 152 p.
- GAUCHER (G.), 1972. — Contribution de la géomorphologie à la prospection pédologique. *Ann. de Géog.*, 448 (81<sup>e</sup> année) : 697-710.
- GAUSSEN (H.), LEGRIS (P.), VIART (M.), 1961. — Carte Internationale du Tapis Végétal et des conditions écologiques au 1 / 1 000 000; feuille CAPE-COMORIN. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série n° 1 : 108 p.
- GAUSSEN (H.), LEGRIS (P.), VIART (M.), 1963. — Carte Internationale du Tapis Végétal et des conditions écologiques au 1 / 1 000 000; feuille MADRAS. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série n° 2 : 47 p.
- GAUSSEN (H.), LEGRIS (P.), VIART (M.), 1964 a. — Carte Internationale du Tapis Végétal et des conditions écologiques au 1 / 1 000 000; feuille GODAVARI. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série n° 3 : 56 p.
- GAUSSEN (H.), LEGRIS (P.), VIART (M.), 1964 b. — Carte Internationale du Tapis Végétal et des conditions écologiques au 1 / 1 000 000; feuille JAGANNATH. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série n° 4 : 48 p.
- GAUSSEN (H.), LEGRIS (P.), LABROUE (L.), MEHER-HOMJI (V.M.), VIART (M.), 1966 a. — Carte Internationale du Tapis Végétal et des conditions écologiques au 1 / 1 000 000; feuille MYSORE. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série n° 7 : 108 p.
- GAUSSEN (H.), LEGRIS (P.), LABROUE (L.), MEHER-HOMJI (V.M.), VIART (M.), 1966 b. — Carte Internationale du Tapis Végétal et des conditions écologiques au 1 / 1 000 000; feuille BOMBAY. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série n° 8 : 104 p.

- GAUSSEN (H.), LEGRIS (P.), BLASCO (F.), MEHER-HOMJI (V.M.), TROY (J.-P.), 1968. — Carte Internationale du Tapis Végétal et des conditions écologiques au 1 / 1 000 000; feuille KATHIAWAR. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série n° 9 : 97 p.
- GAUSSEN (H.), LEGRIS (P.), BLASCO (F.), MEHER-HOMJI (V.M.), TROY (J.-P.), 1970. — Carte Internationale du Tapis Végétal et des conditions écologiques au 1 / 1 000 000; feuille SATPURA MOUNTAINS. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série n° 10 : 133 p.
- GAUSSEN (H.), MEHER-HOMJI (V.M.), LEGRIS (P.), DELACOURT (A.), TROY (J.-P.), BLASCO (F.), FONTANEL (F.), 1974. — Carte Internationale du Tapis Végétal et des conditions écologiques au 1 / 1 000 000; feuille WAIGANGA. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série n° 13 : 135 p.
- GAVAUD (M.), 1977. — Essai sur la classification des sols. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 15 (1) : 63-87.
- GEOLOGICAL SURVEY OF INDIA, 1981. — Geological and mineral map of Karnataka and Goa. 1<sup>st</sup> Ed., August 1981, Bangalore, G.S.I., Southern region, 1 / 500 000 scale + explanatory brochure 20 p.
- GHOSH (S.K.), RAYCHAUDHURI (S.P.), 1974. — Distribution of Clay Minerals in Indian Soils. *In* : Mineralogy of Soil Clays and Clay Minerals, MUKHERJEE (S.K.) & BISWAS (T.D.) Eds., New Delhi, Indian Society of Soil Science, Bulletin N°9, p. 143-164.
- GHOSH (S.K.), SAHU (S.S.), DAS (S.C.), 1975. — Clay Mineralogy of Alluvial, Red and Lateritic Soil Profiles from West Bengal. *In* : Proceedings of the Symposium on Clay Minerals in Indian Soils, ICAR, New Delhi, 10-12 octobre 1972, INSA Bulletin N° 50, p. 200-208.
- GHOSH (S.K.), KAPOOR (B.S.), 1982. — Clay Minerals in Indian Soils. *In* : Review of Soil Research in India, part II, 12<sup>th</sup> International Congress of Soil Science. New Delhi, p. 703-717.
- GOUDIE (A.S.), 1988. — The geomorphological role of termites and earthworms in the tropics. *In* : Biogeomorphology, HEATHER A. VILES Ed.. Oxford, Basil Blackwell Ltd., p. 166-192.
- GOUROU (P.), 1970. — L'Afrique. Paris, Hachette, 488 p.
- GOVERNMENT OF UTTAR PRADESH, 1984. — Uttar Pradesh District Gazetteers, Mirzapur. PARMANAND MISHRA Ed., 328 p.
- GOVINDA RAJAN (S.V.), 1973. — Soil Map of India. New-Delhi, Government of India, I.A.R.I., 1 : 7 000 000 scale.
- GOVINDA RAJAN (S.V.), GOPALA RAO (H.G.), 1978. — Soils of India. New-Delhi, Bombay, Bangalore, Calcutta, Kanpur, Vikas Publishing, 425 p.
- GUILLET (B.), JEANROY (E.), 1985. — Note sur une méthode chimique d'évaluation des substitutions alumineuses dans les oxydes et/ou oxyhydroxydes de fer. *Sci. du Sol*, 1 : 37-40.
- GUILLET (B.), SOUCHIER (B.), 1979. — Les oxyhydroxydes amorphes et cristallins dans les sols. *In*. Pédologie 2.- Constituants et propriétés du sol, M. BONNEAU & B. SOUCHIER Eds. Paris, Masson, p. 16-37.
- HALITIM (A.), ROBERT (M.), PEDRO (G.), 1983. — Etude expérimentale de l'épigénie calcaire des silicates en milieu confiné - Caractérisation des conditions de son développement et des modalités de sa mise en jeu. *Sc. Géol. Mém.*, 71 : 63-73.



- HENIN (S.), PEDRO (G.), 1979.— Rôle de l'hétérogénéité minéralogique du milieu sur les modalités de l'altération. *In* : Actes du séminaire INRA sur l'altération des roches cristallines en milieu superficiel, Versailles 7-8 février 1978. *Sci. du Sol*, 2-3 : 209-221.
- HERBILLON (A. J.), MAKUMBI (M.N.), 1973. — Sur l'existence au Zaïre de sols bruns eutrophes, précurseurs probables des "sols rouges tropicaux". Aspects de la dynamique du fer lors de la formation de ces sols. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 11 (1) : 15-18.
- HERBILLON (A. J.), FRANKART (R.), VIELVOYE (L.), 1981. — An occurrence of interstratified kaolinite-smectite minerals in a red-black soil toposequence. *Clay Minerals*, 16 : 195-201.
- HUBBLE (G. D.), ISBELL (R. F.), NORTHCOTE (K. H.), 1983. — Features of Australian Soils. *In* : Soils, an Australian viewpoint. CSIRO - Academic Press, p. 17-47.
- INDIA METEOROLOGICAL DEPARTMENT, (non daté).— Climatological Tables of Observatories in India, 1931-1960, 470 p.
- INTERNATIONAL CROPS RESEARCH INSTITUTE FOR THE SEMI-ARID TROPICS, 1979. — Agroclimatology, report of work 1977-78. Hyderabad, Inde, I.C.R.I.S.A.T., 55 p.
- JANARDHAN (A.S.), RAMACHANDRA (H.M.), RAVINDRA KUMAR (G.R.), 1979. — Structural history of Sargur Supracrustals and associated gneiss, southwest of Mysore, Karnataka. *Jnl. Geol. Soc. of India*, 20 : 61-72.
- JANARDHAN (A.S.), SHADAKSHARA SWAMY (N.), RAVINDRA KUMAR (G.R.), 1981. — Petrological and structural studies of the manganiferous horizons and recrystallised ultramafics around Gundlupet, Karnataka. *Jnl. Geol. Soc. of India*, 22 : 103-111.
- JANARDHAN (A.S.), VIDAL (PH), 1982. — Rb-Sr Dating of the Gundlupet gneiss around Gundlupet, Southern Karnataka. *Jnl. Geol. Soc. of India*, 23 : 578-580.
- JANARDHAN (A.S.), NEWTON (R.C.), HANSEN (E.G.), 1983. — Transformation of Peninsular Gneiss to Charnockite in Southern Karnataka. *In* : Precambrian of South-India, proceedings of the Indo-U.S. workshop, Hyderabad, Inde, 12-15 jan. 1982. Bangalore, Geol. Soc. India, Memoir n° 4, p. 417-435.
- JANARDHAN (A.S.), SHADAKSHARA SWAMY (N.), CAPDEVILLA (R.), 1986. — Banded Iron-Formation and associated manganiferous horizons of the Sargur Supracrustals, Southern Karnataka. *Jnl. Geol. Soc. of India*, 28 : 179-188.
- JAYARAM (S.), VENKATASUBRAMANIAN (V.S.), RADHAKRISHNA (B.P.), 1983. — Geochronology and trace element distribution in some tonalitic and granitic gneisses of the Dharwar Craton. *In* : Precambrian of South-India, proceedings of the Indo-U.S. workshop, Hyderabad, Inde, 12-15 jan. 1982. Bangalore, Geol. Soc. India, Memoir n° 4, p. 377-388.
- JEANROY (E.), 1983.— Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Evaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectrométrie Mössbauer. Thèse d'Université en Sciences Naturelles, Université Nancy I, 168 p + annexes.
- JOHNSON (D. L.), 1985. — Soil thickness processes. *In* : Soils and geomorphology, PETER D. JUNGRIUS Ed. Cremlingen, *Catena Supplement* n° 6, p. 29-40.
- KÄMPF (N.), SCHWERTMANN (U.), 1982 — The 5-M-NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. *Clays and Clay Minerals*, 30 (6) : 401-408.

- KILIAN (J.), 1972. — Les inventaires morphopédologiques, conceptions, application au développement agricole. *L'Agron. Trop.*, 27 (9) : 930-938.
- KILIAN (J.), 1974. — Etude du milieu physique en vue de son aménagement. Conceptions de travail, méthodes cartographiques. *L'Agron. Trop.*, 29 (2-3) : 141-153.
- KOUNETSRON (O.), ROBERT (M.), BERRIER (J.), 1977. — Nouvel aspect de la formation des smectites dans les vertisols. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 284, Série D : 733-736.
- LABROUE (L.), LEGRIS (P.), VIART (M.), 1965. — Bioclimats du sous-continent indien. *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, 3 (3) : 32 p.
- LAHMAR (R.), 1988. — Les sols rouges lessivés sur micaschistes à chlorites ferrifères (Grande Kabylie, Algérie); organisation de la couverture pédologique d'un bassin versant, altération, pédogenèse, morphogenèse. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris VI, 216 p.
- LAMOUROUX (M.), 1972. — Etude de sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallitique au Liban. *Mémoire O.R.S.T.O.M.*, n° 56 : 266 p.
- LAMOUROUX (M.), QUANTIN (P.), 1973. — Utilisation des courbes de vitesse de dissolution dans la méthode cinétique de Ségalen. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 11 (1) : 3-14.
- LAMOUROUX (M.), PINTA (M.), BOULEAU (A.), 1978. — Expérimentation sur l'entraînement des produits dissous et en suspension dans un matériau fersiallitique. *Sci. du Sol*, 1 : 55-71.
- LEGRIS (P.), 1963. — La végétation de l'Inde: écologie et flore. Pondichéry, *Trav. sec. sci. tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, 6 : 596 p, 32 fig., 21 cartes, 16 pl. photo.
- LELONG (F.), MILLOT (G.), 1966. — Sur l'origine des minéraux micacés des altérations latéritiques. Diagenèse régressive. Minéraux en transit. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19 (3-4) : 271-287.
- LEVEQUE (A.), 1969. — Le problème des sols à nappes de gravats. Observations et réflexions préliminaires pour le socle granito-gneissique au Togo. *Cah. O.R.S.T.O.M., ser. Pédol.*, 7 (1) : 43-69.
- LOTSE (E.G.), DATTA (N.P.), TOMAR (K.P.), MOTSARA (M.R.), 1975. — Mineralogical composition of some red and black soils of India. In : Proceedings of the Symposium on Clay Minerals in Indian Soils, ICAR, New Delhi, 10-12 octobre 1972. INSA Bulletin N° 50, p. 216-226.
- MAHABALESWAR (B.), VASANT KUMAR (I. R.), FRIEND (C. R. L.), 1986. — Geochemistry of the Archean gneiss complex and associated rocks of the Kanakapura area, Karnataka, South India. *Jnl. Geol. Soc. of India*, 27 : 282-297.
- MAIGNIEN, (R.), 1960. — Influences anciennes sur la morphologie, l'évolution et la répartition des sols en Afrique tropicale de l'ouest. In : Transactions of 7<sup>th</sup> International Congress of Soil Science, Madison, Wisc., U.S.A., 1960. Amsterdam, Elsevier, Vol IV, p. 171-176.
- MARTIN (D.), SIEFFERMANN (G.), VALLERIE (M.), 1966. — Les sols rouges du Nord-Cameroun. *Cah. O.R.S.T.O.M., ser. Pédol.*, 4 (3) : 3-28.
- MEILHAC (A.), TARDY (Y.), 1970. — Genèse et évolution des séricites, vermiculites et montmorillonites au cours de l'altération des plagioclases en pays tempéré. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 24 (3-4) : 145-161.

- MEUNIER (A.), 1980. — Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes. Etude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). *Mem. Soc. Géol. de France*, n°140, 80 p.
- MILLOT (G.), 1964. — Géologie des argiles. Paris, Masson, 499 p.
- MILLOT (G.), 1979. — Les phénomènes d'épigénie calcaire et leur rôle dans l'altération. *Sc. du Sol*, 2-3, 259-261.
- MILLOT (G.), 1980. — Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. *Mem. h. sér. Soc. Géol. de France*, n°10, 295-305.
- MILLOT (G.), 1983. — Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In : Proc. 2<sup>nd</sup> Intern. Seminar on Lateritization Processes, Sao Paulo 1982; A. J. MELFI and A. CARVALHO Eds.; p. 53-63.
- MILLOT (G.), NAHON (D.), PAQUET (H.), RUELLAN (A.), TARDY (Y.) 1977. — L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride, Anti-Atlas, Maroc. *Sci. Géol., Bull.*, 30 (3), 129-152.
- MILLOT (G.), PAQUET (H.) 1987. — Le remplacement à volume constant ou épigénie dans les altérations météoriques et les gîtes minéraux supergènes. *Yerbilimleri (Bulletin of Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University)*, 14, 1-11.
- MILNES (A. R.), HUTTON (J. T.), 1983. — Calcretes in Australia. In : Soils, an Australian viewpoint. CSIRO - Academic Press, p. 119-162.
- MURALI (V.), SARMA (V.A.K.), KRISHNA MURTI (G.S.R.), 1974. — Mineralogy of two red soil (Alfisol) profiles of Mysore State, India. *Geoderma*, 11 : 147-155.
- MURALI (V.), KRISHNA MURTI (G.S.R.), SARMA (V.A.K.), 1978. — Clay mineral distribution in two toposequences of tropical soils of India. *Geoderma*, 20 : 257-269.
- MURTHY (R.S.), HIREKERUR (L.R.), DESHPANDE (S.B.), VENKATA RAO (B.V.), 1982. — Benchmark soils of India: morphology, characteristics and classification for resource management. Nagpur, National Bureau of Soil Survey & Land Use Planning (I.C.A.R.), 374 p.
- NAGA BHUSHANA (S.R.), SHANKARANARAYANA (H.S.), SHIVAPRASAD (C.R.), 1987. — Classification requirements of red soils of India for transfert of technology. In : Alfisols in the semi-arid tropics, proceedings of the consultants' workshop on the state of the art and management alternatives for optimizing the productivity of SAT and related soils, 1-3 dec. 1983, ICRISAT Center. Patancheru, I.C.R.I.S.A.T., p 1-13.
- NAHON (D.), 1990. — Les latérites. *Le courrier du CNRS*, 76 : 80-81.
- NAHON (D.), PAQUET (H.), RUELLAN (A.), MILLOT (G.), 1980. — Sur l'extension géographique et climatique des phénomènes d'épigénie par la calcite dans les encroûtements calcaires. Exemple de la Catalogne. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, t. 291, Série D : 371 - 376.
- NAHON (D.), DUCLOUX (J.), BUTEL (P.), AUGAS (C.), PAQUET (H.), 1980. — Néofonnations d'aragonite, première étape d'une suite minéralogique évolutive dans les encroûtements calcaires. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, t. 291, Série D : 725-727.

- NAQVI (S.M.), 1983. — Early Precambrian clastic metasediments of Dharwar greenstone belts : implications to sima-sial transformation processes. *In* : Precambrian of South-India, proceedings of the Indo-U.S. workshop, Hyderabad, Inde, 12-15 jan. 1982, Bangalore, Geol. Soc. India, Memoir n° 4, p. 220-236.
- NAQVI (S.M.), DIVAKARA RAO(V.), HUSSAIN (S.M.), NARAYANA (B.L.), NIRMAL CHARAN (S.), GOVIL (P.K.), BHASKAR RAO (Y.J.), JAFRI (S.H.), RAMA RAO (P.), BALRAM (V.), MASOOD AHMAD, PANTULU (K.P.), GNANESWAR RAO (T.), SUBRA RAO (D.V.), 1983. — Geochemistry of Gneisses from Hassan District and adjoining areas, Karnataka, India. *In* : Precambrian of South-India, proceedings of the Indo-U.S. workshop, Hyderabad, Inde, 12-15 jan. 1982. Bangalore, Geol. Soc. India, Memoir n° 4, p. 401-413.
- NAQVI (S.M.), ROGERS (J.W.), 1987. — Precambrian Geology of India. Oxford Monographs on Geology and Geophysics n°6, Clarendon Press - New York, Oxford, Oxford University Press, 223 p.
- NEWMAN (A.C.D.) BROWN (G.), 1987. - The chemical constitution of clays. *In* : Chemistry of clays and clay minerals., NEWMAN (A.C.D.) Ed., London, Mineralogical Society, p. 1-128.
- NJOPWOUO (D.), ORLIAC (M.), 1979. — Note sur le comportement de certains minéraux à l'attaque triacide. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 17 (4) : 329-337.
- NORRISH (K.), PICKERING (J.G.), 1983 — Clay minerals. *In* : Soils, an Australian viewpoint. CSIRO - Academic Press, p. 281-308.
- PAQUET (H.), 1970. — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mem. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 30 : 210 p.
- PASCAL (J.-P.) {With the collaboration of SHYAM SUNDER (S.), MEHER- HOMJI (V.M.)}, 1982 a. — Forest Map of South India, 1 / 250 000 scale, sheet MERCARA-MYSORE. *Inst. fr. Pondichéry, trav. sec. sci. tech.*, Hors série n° 18a.
- PASCAL (J.-P.), 1982 b. — Bioclimats des Ghats Occidentaux, 2 cartes au 1/500 000. *Trav. sec. sci. tech. de l'institut Français de Pondichéry*, Hors série N° 17.
- PASCAL (J.P.), 1986. — Explanatory booklet on the Forest Map of South India. *Inst. fr. Pondichéry, trav. sec. sci. tech.*, Hors série n° 18 : 88 p.
- PASCAL (J.P.), LEGRIS (P.), 1988 — L'Institut Français de Pondichéry. Trente ans de recherche en Inde. *Bois et Forêts des Tropiques*, 216 : 3-19.
- PEDRO (G.), 1966.— Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle alumino-silicique). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 262, Série D : 1 828-1 831.
- PEDRO (G.), 1976.— Sols argileux et argiles. *Sci. du Sol*, 2 : 69-84.
- PEDRO (G.), 1981. — Les grands traits de l'évolution cristallochimique des minéraux au cours de l'altération superficielle des roches (Introduction à la cristallogénèse à l'étude des phénomènes d'altération). *Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 37 (2) : 633-666.
- PEDRO (G.), 1982.— Pédologie et richesse chimique du milieu. *B. T. I.* , 370-372 : 547-553.
- PEDRO (G.), 1984. — La genèse des argiles pédologiques. *Sci. Géol., Bull.*, 37 (4) : 333-348.

- PEDRO (G.), 1987 a. — Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 23 (3) : 169-186.
- PEDRO (G.), 1987 b. — Current aspects of the mineralogy of clays and soils. *In* : Proc. 20<sup>th</sup> Colloqu. Int. Potash Institute, Bern, 1987, p 11-43.
- PEGUY (Ch. P.), 1970. — Précis de climatologie. 2<sup>e</sup> édition, Masson, Paris, 468 p.
- PENVEN (M.-J.), 1988. — Altérations et formes du relief dans les ensembles cristallins tardifs : l'exemple de la Kabylie de Collo. Thèse de Doctorat es lettres et sciences humaines. Université de Paris I, 745 p.
- PHILIP (J.R.), 1957. — The theory of infiltration : 4 sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84 : 257-264.
- PICHAMUTHU (C.S.), 1961. — Transformation of Peninsular Gneiss into charnockite in Mysore State, India. *Jnl. Geol. Soc. of India*, 2 : 46-49.
- PICHAMUTHU (C.S.), 1971. — Precambrian geochronology of peninsular India. *Jnl. Geol. Soc. of India*, 12 : 262-273.
- PICHAMUTHU (C.S.), 1978. — Archean geology investigations in southern India. *Jnl. Geol. Soc. of India*, 19 (10) : 431-439.
- PICHAMUTHU (C.S.), 1985. — Archean Geology. An introduction to the early history of the earth. New Delhi, Oxford and I.B.H. Publishing Co., 420 p.
- PICHAMUTHU (C. S.), SRINIVASAN (R.), 1983. — A billion years history of the Dharwar Craton (3 200 to 2 100 m. y. ago). *In* : Precambrian of South-India, proceedings of the Indo-U.S. workshop, Hyderabad, Inde, 12-15 jan. 1982. Bangalore, Geol. Soc. India, Memoir n° 4, p. 121-142.
- QUANTIN (P.), LAMOUREUX (M.), 1974. — Adaptation de la méthode cinétique de Ségalen à la détermination des constituants minéraux de sols variés. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 1 : 13-46.
- RACINE (J.), (en préparation). — Espace, civilisation et développement en Inde du sud (South-Arcot, Tamilnad). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris IV.
- RADHAKRISHNA (B.P.), 1967. — The Western Ghats of the Indian Peninsula. *In* : Proceedings of the Seminar on geomorphological studies in India, Sagar, Inde, 14-19 novembre 1965, Sagar, University of Sagar, Center for Advance Studies in Geology, p. 4-14.
- RAVINDRA KUMAR (G.R.), SRIKANTAPPA (C.), 1989. — Retrogressive metamorphism of mafic granulites of Manantoddy, North Kerala. *Jnl. Geol. Soc. of India*, 33 : 132-139.
- RAYCHAUDHURI (S.P.), 1964. — Land ressources of India. Volume I. Indian soils - Their classification, occurrence and properties. Planning commission, New-Delhi, 89 p. + 1 carte.
- RAYCHAUDHURI (S.P.), GOVINDA RAJAN (S.V.), 1971. — Soil genesis and soil classification. *In* : Review of soil research in India, J. S. KANWAR AND S. P. RAYCHAUDHURI Eds. New Delhi, Organizing Secretary International Symposium on Soil Fertility Evaluation, Indian Agricultural Research Institute, p. 107-135
- RENGASAMY (P.), SARMA (V.A.K.), MURTHY (R.S.), KRISHNA MURTI (G.S.R.), 1978. — Mineralogy, Genesis and classification of ferruginous soils of the eastern Mysore Plateau, India. *Journal of Soil Science*, 29, 431-445.

- RIOU (G.), 1990. — L'eau et les sols dans les géosystèmes tropicaux. Paris, Masson, 222 p.
- ROBERT (M.), 1970. — Etude expérimentale de l'évolution des micas (Biotites). I. - Les aspects du processus de vermiculisation. *Ann. agron.*, 21 (6) : 777-817.
- ROBERT (M.), 1971. — Etude expérimentale de l'évolution des micas (Biotites). II. - Les autres possibilités d'évolution des micas et leur place par rapport à la vermiculisation. *Ann. agron.*, 22 (2) : 155-181.
- ROBERT (M.), BARSHAD (I.), 1972. — Sur les propriétés et le détermination des minéraux argileux 2/1 expansibles (vermiculites smectites). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 275, Série D : 1 463-1 465.
- ROBERT (M.), TESSIER (D.), 1974. — Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. *Ann. agron.*, 25 (6) : 859-882.
- ROUGIER (C.), 1985. — Altération, pédogenèse et paléopédogenèse sur le massif granitique des Zaers (Maroc central). Thèse de Doctorat de l'Université de Bordeaux I, 208 p.
- RUELLAN (A.), 1971. — Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc oriental). Paris, *Mémoires O.R.S.T.O.M.*, n°54 : 302 p.
- RUELLAN (A.), 1981. — Les Sols Rouges Méditerranéens : caractérisation morphologique; zonalité climatique, pétrographique, topographique. Doc. multigraphié, Rennes, ENSA - INRA; 9 p.
- RUELLAN (A.), NAHON (D.), PAQUET (H.), MILLOT, (G.), 1977 — Rôle des encroûtements et épigénies calcaires dans le façonnement du modelé en pays aride, Anti-Atlas, Maroc. *Sci. Géol., Bull*, 30 (4), 283-288.
- SARKAR (S. N.), 1980. — Precambrian Stratigraphy and Geochronology of Peninsular India : a review. *Ind. Jnl. of Earth Sci.*, 7 (1), 12-26.
- SARMA (V.A.K.), SIDHU (P. S.), 1982. — Genesis and Transformation of Clay Minerals. In : Review of Soil Research in India, part II, 12<sup>th</sup> International Congress of Soil Science, New Delhi, India, p. 719-724.
- SCHAR (PH.), 1989. — L'adaptabilité des groupes socio-économiques au développement de l'irrigation : le cas du taluk de Pollachi (Inde méridionale). *Cahiers d'Outre-Mer*, 42 (167), 221-255.
- SEGALEN (P.), 1968. — Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 6 (1) : 105-126.
- SEGALEN (P.), PARROT (J.-F.), ICHTERZ (M.N.), VERDONI (P.), 1972. — Effet de méthodes d'extraction cinétique utilisées pour la détermination des produits ferrugineux sur quelques minéraux purs. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 10 (3) : 251-271.
- SOIL SURVEY STAFF, SOIL CONSERVATION SERVICE, UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE, 1975. — Soil Taxonomy, a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agricultural Handbook n° 436. Washington, U.S.D.A., 754 p.
- SOIL SURVEY STAFF, 1988. — Keys to Soil Taxonomy (fourth printing). SMSS technical monograph n°6. Cornell University. Ithaca, New York, 280 p.
- SOMAN (M.K.), KRISHNA KUMAR (K.), NITYANAND SINGH, 1988. — Decreasing trend in the rainfall of Kerala. *Curr. Sci.*, 57(1), 7-12.



- STUCKI (J.W.), 1988. — Structural Iron in Smectites. *In* : Iron in Soils and Clay Minerals, STUCKI (J.W.), GOODMAN (B.A.) and SCHWERTMANN (U.) Eds., NATO ASI Series, Series C, Vol 217, Dordrecht, D. Reidel Publ. Co, p. 625-675.
- SUBRAMANIAN (K.S.), MURALEEDHARAN (M.P.), 1985. — Origin of the Palghat Gap in South India.- A Synthesis. *Jour. Geol. Soc. India*, 26 (9), 28-37.
- SWAMI NATH (J.), RAMAKRISHNAN (M.), 1981. — Present classification and correlation. *In* : Early Precambrian Supracrustals of Southern Karnataka, SWAMI NATH (J.) & RAMAKRISHNAN (M.) Eds., Geological Survey of India, Calcutta, Memoir n°112, p. 23-38.
- SWINDALE (L.D.), 1982. — Distribution and use of arable soils in the semi-arid Tropics. *In* : Transactions of the 12<sup>th</sup> International Congress of Soil Science, New-Delhi, Inde, 8-16 février, vol. 1 : "Managing soil ressources", New-Delhi, I.S.S.S. A.I.S.S. I.B.G., p. 67-100.
- THIOULOUSE (J.), 1989. — Statistical analysis and graphical display of multivariate data on the Macintosh. *Computer Applications in the Biosciences*, 5 : 287-292.
- TOBIAS (C.), JANOT (C.), 1980-81. — L'évolution de la montmorillonite ferufère, des oxydes et hydroxydes de fer dans une séquence fersiallitique au Sénégal. Etude par spectrométrie Mössbauer de la fraction fine d'échantillons de sols. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 18 (1) : 47-69.
- TRICART (J.), 1965. — Principes et méthodes de la géomorphologie. Masson, Paris.
- TRICART (J.), 1974. — De la géomorphologie à l'étude écographique intégrée. *L'Agron. Trop.*, 29 (2-3) : 122-132.
- TRICART (J.), 1977. — Précis de géomorphologie. Tome II : Géomorphologie dynamique générale. Paris, Sedes, 345 p.
- TRICART (J.), 1979. — Paysage, écologie et approche systémique. *Bull. Ass. Geogr. Français*, 465 : 377-382.
- TRICART (J.), 1990. — Péologie et géomorphologie. *In* : Référentiel Pédologique Français, 3<sup>e</sup> proposition, AFES, INRA, p. 223-228.
- TRICART (J.), CAILLEUX (A.), 1969. — Traité de géomorphologie. Tome IV : Le modelé des régions sèches. Paris, Sedes, 472 p + pl. photo.
- TRICART (J.), KILIAN (J.), 1979. — L'éco-géographie et l'aménagement du milieu naturel. Paris, François Maspero / Hérodote, 326 p.
- TROLL (C.), 1965. — Seasonal Climates of the Earth. The seasonal course of natural phenomena in the different climatic zones of the earth. *In* : Weltkarten zur Klimakunde/World maps of Climatology, de LANDSBERG (H.E.), LIPPMANN (H.), PAFFEN (K.H.) et TROLL (C.); E. RODENWALDT and H.J. JUSATZ Eds. Berlin, Springer Verlag, 2<sup>nd</sup> ed., p 19-25.
- TROLL (C.), PAFFEN (K. H.), 1965. — Seasonal Climates of the Earth. *In* : Weltkarten zur Klimakunde/World maps of Climatology, de LANDSBERG (H.E.), LIPPMANN (H.), PAFFEN (K.H.) et TROLL (C.); E. RODENWALDT and H. J. JUSATZ Eds. Berlin, Springer Verlag, 2<sup>nd</sup> ed., carte au 1 / 45 000 000.
- TRUC (G.), TRIAT (J.M.), SASSI (S.), PAQUET (H.), MILLOT (G.), 1985. — Caractères généraux de l'épigenie carbonatée de surface, par altération météorique liée à la pédogenèse, et par altération sous couverture liée à la diagenèse. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, t. 300, Série II, n°7 : 283-290.

- VAIDYANADHAN (R.), 1967. — An outline of the geomorphic history of India, south of N. latitude 18°. *In* : Proceedings of the Seminar on geomorphological studies in India, Sagar, Inde, 14-19 novembre 1965, Sagar, University of Saugar, Center for Advance Studies in Geology, p. 121-130.
- VAIDYANADHAN (R.), 1977. — Recent advances in geomorphic studies of peninsular India : a review. *Ind. Jnl. of Earth Sciences*, S. RAY volume : 13-35.
- VAN CAMPO (E.), 1983. — Paléoclimatologie des bordures de la mer d'Arabie depuis 150 000 ans, analyse pollinique et stratigraphie isotopique. Thèse U.S.T.L., Montpellier, 114 p. + annexes.
- VERHEYE (W.), DE CONINK (F.), CAMMAERTS (C.), 1973. — Observations sur la nature et l'évolution des minéraux argileux dans les Terra Rossa du Liban sud. *Sc. du sol*, 1 : 33-48.
- VERRECCHIA (E.), 1987. — Le contexte morpho-dynamique des croûtes calcaires : apport des analyses séquentielles à l'échelle microscopique. *Zeitschrift für Geomorph. N. F.*, 31 (2) : 179-193.
- VERRECCHIA (E.), FREYTET (F.), 1987. — Interférence pédogénèse - sédimentation dans les croûtes calcaires. Proposition d'une nouvelle méthode d'étude / l'analyse séquentielle. *In* : Micromorphologie des Sols, Actes de la VII<sup>e</sup> Réunion Internationale de Micromorphologie des Sols, Paris - juillet 1985, N. FEDOROFF, L. M. BRESSON et M. A. COURTY Eds., Plaisir, AFES, p. 555-561.
- VOGT (T.), 1987. — Quelques microstructures de croûtes calcaires quaternaires d'Afrique du nord. *In* : Micromorphologie des Sols, Actes de la VII<sup>e</sup> Réunion Internationale de Micromorphologie des Sols, Paris - juillet 1985, N. FEDOROFF, L. M. BRESSON et M. A. COURTY Eds., Plaisir, AFES, p. 563-568.
- VON Lengerke (H.J.), 1977. — The Nilgiris, weather and climate of a mountain area in South India. *Beiträge zur Südasienforschung Südasien-Institut Universität Heidelberg*, Band 32, 340 p.
- WADIA (D. N.), 1953. — Geology of India. London, Mac Millan & Co. Ltd., 3<sup>rd</sup> edition, 531 p + 1 carte hors-texte.
- YERIMA (B. P. K.), CALHOUN (F. G.), SENKAYI (A. L.), DIXON (J. B.), 1985. — Occurrence of interstratified kaolinite-smectite in El Salvador Vertisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49 : 462-466.
-

# **ANNEXES**



## ANNEXE I

### METHODES ANALYTIQUES EMPLOYEES AU LABORATOIRE DES SOLS DE L'INSTITUT FRANÇAIS DE PONDICHERY

**Granulométrie** : destruction de la matière organique par  $H_2O_2$ ; dispersion à l'hexamétaphosphate de sodium; sédimentation et prélèvement à la pipette de Robinson des classes argile et limon fin; séparation des autres classes par tamisage.

**Densité apparente** : méthode à la paraffine sur mottes.

**Carbone total C** par la méthode Anne (matière organique =  $C \times 1,72$ ).

**Azote total N** par la méthode Kjeldhal.

**Mesure des pH** au pH mètre à électrode de verre.

**Bases échangeables** par extraction à l'acétate d'ammonium à pH 7; dosage de Ca, Na, K et Mg au spectrophotomètre d'absorption atomique .

**Capacité d'échange cationique** après extraction des bases échangeables.

**Eléments totaux par la méthode triacide sur terre fine ou sur argile seule** (acides sulfurique, nitrique et chlorhydrique concentrés, bouillants); séparation des insolubles de la partie soluble où sont dosés Si par gravimétrie; Fe, Al, Mg, Ca, K et Na par spectrophotométrie d'absorption atomique, Mn, Ti et P par colorimétrie.

**Produits amorphes** par la méthode Ségalen (Fer, silice et alumine); 8 traitements en faisant alterner HCl 8N et NaOH 0,5N; dosage des éléments au spectrophotomètre d'absorption atomique.

**Fractionnement chimique de différentes formes du fer** : (adapté d'après la méthode préconisée par Jeanroy, 1983) Fer (libre) déterminé par la méthode de Mehra-Jackson en utilisant l'extractif CBD (citrate-bicarbonate-dithionite de Na) à chaud; Fer (mal cristallisé) extrait par l'oxalate d'ammonium tamponné par l'acide oxalique (pH 3) et Fer (amorphe) extrait par l'EDTA à pH 10; dosage au spectrophotomètre d'absorption atomique; dosage de la silice et de l'alumine extraits dans les mêmes conditions.

## ANNEXE II

DESCRIPTIONS ET ANALYSES DES PROFILS DE BAS DE PENTE  
DE LA ZONE DE TRANSITION CLIMATIQUE

## DESCRIPTION DU PROFIL B21 - SOL BRUN EUTROPHE

0 - 25 cm	horizon A11; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 2,5/2 sec); humifère; 25 % d'éléments grossiers, graviers de gneiss très altéré, ferruginisé et de quartz; structure polyédrique subanguleuse de 6 mm associée à une structure massive; cohérent, plastique, non fragile; texture argilo-sableuse; poreux; très nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 2 cm.
25 - 35 cm	horizon A12; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 3/2 sec); humifère; 30 % d'éléments grossiers, graviers de gneiss très altéré et ferruginisé et de quartz; structure massive; cohérent, plastique, non fragile; texture argileuse; poreux; très nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 3 cm.
35 - 60 cm	horizon AB; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 3/4 sec); organique; 50 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de gneiss très altéré et ferruginisé, graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, non fragile; texture argileuse; poreux; nombreuses racines; transition irrégulière en 2 cm.
60 - 100 cm	horizon BC; sec; brun foncé (7,5 YR 4/4 sec); apparemment non organique; 25 % d'éléments grossiers, graviers de quartz et de gneiss altéré; structure massive; cohérent, plastique, peu fragile; texture argilo-sableuse; poreux; nombreuses racines moyennes; transition régulière en 10 cm.
100 - 200 <sup>+</sup> cm	horizon C; arène légèrement humide; brun olive clair (2,5 Y 5/4); apparemment non organique; 10 % d'éléments grossiers, graviers de minéraux incomplètement altérés (feldspaths) et de quartz; structure massive; cohérent, non plastique, fragile; texture sablo-limoneuse; peu poreux; quelques racines moyennes.



## ANALYSES DU PROFIL B21

## pH, matière organique et caractérisation du complexe absorbant

Profondeur en cm	pH			Mat. organique			Bases échangeables me/100g					CEC me/100g	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH	C %	N ‰	MO %	Ca	Mg	Na	K	S	T	S/T
0-25	5,88	4,76	1,12	3,08		5,30	11,5	7,7	0,0	0,2	19,4	24,0	81
35-60	6,35	4,95	1,40	1,45		2,49	15,8	8,7	0,0	0,3	24,7	26,0	95
60-100	7,58	6,23	1,35	1,39		2,39	22,0	9,0	0,4	0,3	31,7	29,7	>100
-130-	8,09	6,27	1,82	0,65		1,12	10,4	6,0	0,0	0,1	16,4	9,7	>100
-205-	8,44	6,53	1,91				4,5	4,7	0,0	0,0	9,2	5,3	>100

## Analyse triacide

Prof. cm	P. F. %	INS. %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ki
0-25	9,34	46,17	20,49	10,71	9,28	0,73	0,16	0,73	0,79	0,70	0,08	0,02	3,25
35-60	9,53	30,25	27,09	16,38	12,29	0,93	0,19	0,73	0,76	0,78	0,09	0,02	2,81
60-100	8,83	27,00	30,92	15,75	12,04	1,00	0,16	1,09	1,18	0,92	0,12	0,02	3,34
-130-	3,38	62,94	16,14	8,50	4,64	0,53	0,06	0,66	1,46	0,98	0,15	0,02	3,23
-205-	3,05	65,05	13,16	7,87	3,64	0,20	0,05	1,00	3,02	0,99	0,14	0,01	2,84

P. F. : perte au feu ; INS. : insolubles.

## Granulométrie, formes du fer

Prof. cm	Granulométrie						Fe CBD		Fe OXALATE		Fe EDTA	
	SG %	SF %	LG %	LF %	A %		‰	%/Tot.	‰	%/Tot.	‰	%/Tot.
0-25	26,0	15,5	9,0	13,3	36,2		30,3	46,1	5,2	8,0	0,0	0,0
35-60	29,0	9,7	6,5	12,0	42,8		39,1	45,8	2,8	3,3	0,0	0,0
60-100	21,2	15,0	9,6	19,3	35,0		30,0	35,9	2,3	2,7	0,0	0,0
-130-	38,9	23,5	13,1	17,1	7,4		3,0	0,1	0,4	1,3	0,0	0,0
-205-	45,4	20,5	9,5	20,9	3,8		1,2	0,1	0,3	1,3	0,0	0,0

## DESCRIPTION DU PROFIL B41 - SOL BRUN EUTROPHE LEGEREMENT RUBEFIE

0 - 25 cm	horizon A11; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 2,5/2 sec); humifère; 20 % d'éléments grossiers, graviers et cailloux de gneiss très altéré et ferruginisé, et de quartz; structure polyédrique subanguleuse de 10 mm, nette, associée à une structure massive; cohérent, plastique, non fragile; texture limono-argilo-sableuse; très poreux; très nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 2 cm.
25 - 70 cm	horizon AB; sec; brun rougeâtre foncé (5 YR 3/2 sec); humifère; 50 % d'éléments grossiers, graviers et cailloux de gneiss très altéré et ferruginisé, et de quartz; structure polyédrique subanguleuse de 15 mm peu nette; cohérent, très plastique, non fragile; texture argilo-sableuse; poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 2 cm.
70 - 100 cm	horizon B; sec; brun rougeâtre foncé (2,5 YR 3/4 sec); apparemment non organique; 10 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de gneiss très altéré et ferruginisé, graviers de quartz; structure massive; cohérent, très plastique, non fragile; texture argileuse; très poreux; nombreuses racines fines; transition irrégulière en 2 cm.
100 - 120 cm	horizon C11; sec; rouge sombre (2,5 YR 3/6 sec); à taches 7,5 YR 6/6, non organique; 10 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, peu fragile; texture limono-sableuse; peu poreux; peu de racines moyennes.
120 - 140 cm	horizon C12; sec; brun rougeâtre foncé (2,5 YR 3/4 sec); à taches 10 YR 6/6 en traînées obliques; non organique; 5 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, peu fragile; texture limono-sableuse; peu poreux; peu de racines moyennes.
140 - 160 <sup>+</sup> cm	horizon C13; sec; jaune (10 YR 7/6 sec); non organique; sans éléments grossiers; structure massive; cohérent, non plastique, fragile; texture sablo-limoneuse; poreux; peu de racines moyennes.

## ANALYSES DU PROFIL B41

## pH, matière organique et caractérisation du complexe absorbant

Profondeur en cm	pH			Mat. organique			Bases échangeables me/100g					CEC me/100g	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH	C %	N ‰	MO %	Ca	Mg	Na	K	S	T	S/T
0-25	6,09	5,14	0,95	2,71		4,66	8,9	2,4	0,1	0,3	11,7	14,8	79
25-70(s)	6,13	4,84	1,29	1,08		1,86	6,4	2,5	0,3	0,2	9,4	11,6	81
25-70(g)				0,77		1,32							
70-100	6,49	4,90	1,59	0,58		1,00	7,6	4,5	0,2	0,2	12,5	14,7	85
100-120	6,58	4,87	1,71				6,4	3,7	0,2	0,1	10,4	9,4	>100
120-140	6,67	4,66	2,01				7,1	3,9	0,2	0,1	11,3	9,6	>100
-150-	6,34	5,00	1,34				3,3	1,6	0,0	0,1	5,1	5,1	99

(s) terre fine; (g) élément grossier (roche altérée, ferruginisée)

## Analyse triacide

Prof. cm	P. F. %	INS. %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ki
0-25	7,31	62,65	12,92	9,45	4,52	0,40	0,09	0,22	0,52	1,01	0,09	0,02	2,32
25-70(s)	7,50	49,92	26,72	7,87	6,02	0,20	0,11	0,23	0,42	0,64	0,09	0,01	5,77
25-70(g)	6,52	53,83	16,70	15,75	5,27	0,07	0,20	0,17	0,45	0,92	0,11	0,01	1,80
70-100	7,86	39,44	25,88	17,95	5,89	0,00	0,05	0,29	0,34	0,60	0,10	0,01	2,45
100-120	5,50	53,98	19,95	12,10	5,08	0,00	0,06	0,55	0,45	0,85	0,07	0,01	2,80
120-140	5,00	54,69	19,58	10,96	5,50	0,00	0,06	0,76	0,30	1,92	0,13	0,01	3,04
-150-	4,18	71,48	10,06	9,76	1,56	0,13	0,03	0,21	0,09	1,01	0,15	0,01	1,75

(s) terre fine; (g) élément grossier (roche altérée, ferruginisée); P. F. : perte au feu ; INS. : insolubles.

## Granulométrie, formes du fer

Prof. cm	Granulométrie					Fe CBD		Fe OXALATE		Fe EDTA	
	SG %	SF %	LG %	LF %	A %	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.
0-25	36,5	22,0	6,3	8,9	26,4	16,6	51,8	2,4	7,4	0,0	0,0
25-70(s)	33,8	19,2	6,8	10,7	29,5	22,0	52,6	2,0	4,8	0,0	0,0
25-70(g)											
70-100	24,1	14,2	6,7	13,4	41,6	19,5	42,2	1,6	3,5	0,0	0,0
100-120	38,2	19,5	9,6	13,7	19,1	12,7	34,9	0,8	2,3	0,0	0,0
120-140	35,5	22,2	7,5	14,9	19,9	8,6	22,0	0,7	1,8	0,0	0,0
-150-	48,0	23,0	7,6	11,6	9,8	3,5	31,2	0,6	5,6	0,0	0,0

## DESCRIPTION DU PROFIL B02 - SOL BRUN VERTIQUE

0 - 15 cm	horizon A11; sec; brun très sombre (10 YR 2/2 sec); humifère; 15 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure polyédrique subanguleuse peu nette de 10 mm; cohérent, plastique, peu fragile; texture limono-sableuse; poreux; très nombreuses racines fines; transition régulière en 2 cm.
15 - 50 cm	horizon A12; sec; brun-gris très foncé (10 YR 3/2 sec); humifère; 5 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, peu fragile; texture limono-argilo-sableuse; peu poreux; racines fines et moyennes; transition régulière en 1 cm.
50 - 100 cm	horizon B11; sec; brun foncé (10 YR 4/3 sec); apparemment non organique; 10 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de quartz; structure prismatique de 100 mm; très cohérent, plastique, fragile; texture limono-argilo-argileuse; peu poreux; quelques racines; transition régulière en 3 cm.
100 - 120 cm	horizon B12; sec; brun-gris foncé (10 YR 5/2 sec); apparemment non organique; 5 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure prismatique, nette, de 50 mm; cohérent, plastique, non fragile; texture limono-argileuse; très poreux; quelques faces de glissement; quelques racines fines et moyennes; transition irrégulière en 2 cm.
120 - 150 cm	horizon BC; frais; brun-gris clair (10 YR 6/2 sec), à pénétrations grises; apparemment non organique; 30 % d'éléments grossiers, graviers de quartz et de feldspaths; structure massive; cohérent, non plastique, friable; texture limono-sableuse; très poreux; quelques racines fines; transition irrégulière en 5 cm.
150 - 210 <sup>+</sup> cm	arène; sèche; légèrement humide, gris clair (10 YR 7/2 sec); apparemment non organique; structure massive; cohérent, non plastique, fragile; texture sablo-limoneuse, à sable grossier; peu poreux; pas de racines.

## ANALYSES DU PROFIL B02

## pH, matière organique et caractérisation du complexe absorbant

Profondeur en cm	pH			Mat. organique			Bases échangeables me/100g					CEC me/100g	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH	C %	N ‰	MO %	Ca	Mg	Na	K	S	T	S/T
0-15	5,64	4,56	1,08	1,66	1,15	2,86	5,7	1,8	0,6	0,8	8,9	11,1	80
15-50	5,45	4,19	1,26	0,83	0,70	1,43	4,3	1,4	0,0	0,4	6,1	10,5	58
70-80	6,02	4,45	1,57	0,55	0,56	0,95	8,0	2,5	0,1	0,9	11,5	14,2	81
90-100	7,10	5,80	1,30	0,46	0,35	0,79	3,8*	2,9	0,4	0,9	8,0	16,5	48
100-120	8,15	6,60	1,55	0,31	0,21	0,53	4,5*	3,8	0,2	1,2	9,7	17,9	54
130-150	8,00	6,60	1,40	0,18	0,21	0,31	2,3*	2,0	0,5	0,6	5,4	9,6	56
180-190	8,02	6,20	1,82				2,4*	1,9	0,2	0,2	4,7	8,9	53

\* : méthode pour sols calcaires

## Analyse triacide

Prof. cm	P. F. %	INS. %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ki
0-15	5,20	72,32	10,93	5,67	3,15	0,17	0,06	0,26	0,31	0,37	0,01	0,06	3,28
15-50	4,46	68,79	12,70	7,56	3,63	0,33	0,04	0,27	0,28	0,39	0,01	0,04	2,86
70-80	5,78	55,09	19,87	10,58	5,03	0,19	0,04	0,32	0,31	0,46	0,02	0,05	3,19
90-100	6,11	50,94	22,24	12,10	5,49	0,09	0,05	0,33	0,42	0,51	0,04	0,04	3,12
100-120	7,51	40,45	26,09	15,88	6,00	0,28	0,03	0,45	0,63	0,63	0,07	0,19	2,79
130-150	5,16	49,54	21,83	14,74	4,60	0,28	0,09	0,34	0,35	2,04	0,21	0,00	2,52
180-190	4,76	54,82	19,36	11,72	5,38	0,28	0,07	0,45	0,29	1,42	0,16	0,04	2,81

P. F. : perte au feu ; INS. : insolubles.

## Granulométrie, formes du fer

Prof. cm	Granulométrie						Fe CBD		Fe OXALATE		Fe EDTA	
	SG %	SF %	LG %	LF %	A %		‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.	‰	‰/Tot.
0-15	38,9	25,8	8,1	9,0	18,1		8,8	39,9	3,7	16,6	0,0	0,1
15-50	41,3	21,9	6,3	7,4	23,0		10,0	39,4	3,4	13,4	0,0	0,0
70-80	36,3	15,7	4,5	7,0	36,5		12,7	36,1	2,1	5,9	0,0	0,0
90-100	39,4	12,8	4,6	15,4	27,8		14,1	36,7	1,3	3,5	0,0	0,0
100-120	26,6	22,7	11,8	20,0	18,9		15,9	37,9	0,9	2,0	0,0	0,0
130-150	37,0	22,2	13,1	17,3	10,4		17,7	55,0	0,5	1,7	0,0	0,0
180-190	40,4	23,1	12,2	10,2	14,1		17,1	45,4	1,6	4,4	0,0	0,0

## DESCRIPTION DU PROFIL B32 - VERTISOL

0 - 20 cm	horizon A11; sec; noir (10 YR 2/1 sec); humifère; 40 % d'éléments grossiers, graviers et cailloux de gneiss très altéré, ferruginisé et de quartz; structure polyédrique subanguleuse de 10 mm; cohérent, plastique, non fragile; texture argileuse; très poreux; très nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 1 cm.
20 - 70 cm	horizon AB; sec; noir (10 YR 2/1 sec); humifère; 30 % d'éléments grossiers, graviers de gneiss très altéré et ferruginisé et de quartz; structure en plaquettes obliques de 15 mm associée à une structure massive; cohérent, très plastique, non fragile; texture argileuse; faces de glissement; fentes de 20 mm espacées de 25 cm; poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 2 cm.
70 - 80 cm	horizon Bv; sec; gris très sombre (10 YR 3/1 sec); organique; 40 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de gneiss très altéré et ferruginisé, graviers de quartz; structure en plaquettes obliques de 20 mm; cohérent, très plastique, non fragile; texture argileuse; faces de glissement; peu poreux; quelques racines; transition régulière en 2 cm.
80 - 120 <sup>+</sup> cm	horizon BC; sec; brun foncé (10 YR 3/3 sec); apparemment non organique; 5 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure massive; cohérent, non plastique, peu fragile; texture sablo-limoneuse; très peu poreux; peu de racines moyennes.



## ANALYSES DU PROFIL B32

## pH, matière organique et caractérisation du complexe absorbant

Profondeur en cm	pH			Mat. organique			Bases échangeables me/100g					CEC me/100g	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH	C %	N ‰	MO %	Ca	Mg	Na	K	S	T	S/T
0-20	6,15	5,09	1,06	3,32		5,71	12,8	0,6	1,3	0,5	15,2	32,8	46
-50-	6,87	5,14	1,73	1,97		3,39	13,5	0,6	0,4	0,4	14,8	44,5	33
70-80	7,55	5,63	1,92	1,72		2,96	17,2*	0,6	0,2	0,3	18,3	41,8	44
-100-	7,86	5,43	2,43	0,69		1,19	8,5*	8,6	0,2	0,1	17,4	12,1	>100

\* : méthode pour sols calcaires

## Analyse triacide

Prof. cm	P. F. %	INS. %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ki
0-20	10,26	41,85	25,48	8,36	10,60	0,73	0,19	0,70	1,13	0,22	0,05	0,06	5,18
-50-	7,80	30,09	31,71	10,89	16,27	0,91	0,23	0,83	0,99	0,21	0,05	0,03	4,95
70-80	7,51	34,36	31,53	11,64	11,58	0,86	0,24	0,85	1,15	0,19	0,05	0,04	4,60
-100-	3,62	66,20	15,84	7,46	4,44	0,32	0,08	0,61	0,75	0,23	0,06	0,02	3,61

P. F. : perte au feu ; INS. : insolubles.

## Granulométrie, formes du fer

Prof. cm	Granulométrie						Fe CBD		Fe OXALATE		Fe EDTA	
	SG %	SF %	LG %	LF %	A %		‰	%/Tot.	‰	%/Tot.	‰	%/Tot.
0 - 20	23,2	15,4	8,1	12,3	41,1		38,8	52,4	4,9	6,6	0,0	0,1
-50-	16,3	9,9	5,8	10,7	57,4		23,1	20,3	7,3	6,4	0,0	0,0
70-80	18,0	10,0	5,6	9,8	56,6		21,0	25,9	6,9	8,5	0,0	0,0
-100-	50,0	20,9	6,4	10,3	12,4		7,3	23,5	1,8	5,6	0,0	0,0

## DESCRIPTION DU PROFIL C11Δ1 - «SOL ROUGE» A GRAVILLONS FERRUGINEUX

0 - 10 cm	horizon A11; sec; brun très sombre (10 YR 2/2 sec); humifère; 5 % d'éléments grossiers, gravillons ferrugineux; structure polyédrique subanguleuse nette de 10 mm; cohérent, plastique, peu fragile; texture limono-argilo sableuse; très poreux; très nombreuses racines fines, moyennes et grosses; transition irrégulière en 3 cm.
10 - 30 cm	horizon A12; sec; brun-gris très foncé (10 YR 3/2 sec); humifère; 5 % d'éléments grossiers, gravillons ferrugineux; structure polyédrique subanguleuse de 15 mm associée à une structure massive; cohérent, plastique, peu fragile; texture argilo-sableuse; très poreux; très nombreuses racines fines, moyennes et grosses; transition régulière en 5 cm.
30 - 40 cm	horizon AB de pénétration humifère; sec; rouge-jaunâtre sombre (5 YR 4/6 sec); taches rouge sombre (2,5 YR 3/6) sans liaison; organique; 50 % d'éléments grossiers, cailloux et graviers de quartz et de gneiss très altéré et ferruginisé; structure massive; cohérent, plastique, fragile, texture argileuse; très poreux; nombreuses racines; transition régulière en 5 cm.
40 - 75 cm	horizon B; frais; rouge (2,5 YR 4/8 sec) à remplissages biologiques brun rougeâtre sombre (5 YR 3/4); apparemment non organique; 15 % d'éléments grossiers, gravillons ferrugineux et graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, friable; texture argileuse; très poreux; nombreuses racines fines et moyennes; transition irrégulière en 1 cm.
75 - 100 cm	horizon C; frais; brun (7,5 YR 5/8 sec) à pénétrations de "B" brun rouge (5 YR 4/4) et revêtements argileux brun rougeâtre sombre (5 YR 3/3); apparemment non organique; pas d'éléments grossiers; structure massive; cohérent, non plastique, friable; texture limono-sableuse; très poreux; quelques racines fines; transition irrégulière en 5 cm.
100 - 140 cm	arène désagrégée; sèche; jaune rougeâtre (7,5 YR 6/6 sec); apparemment non organique; pas d'éléments grossiers; structure massive; cohérent, non plastique, fragile; texture limono-sableuse; peu poreux; quelques racines fines; transition irrégulière en 5 cm.
140 - 180 <sup>+</sup> cm	arène compacte; sèche; gris clair (10 YR 7/2 sec); apparemment non organique; pas d'éléments grossiers; structure massive; très cohérent, non plastique, non fragile; texture limono-sableuse; très peu poreux; pas de racines.

## ANALYSES DU PROFIL C11Δ1

## pH, matière organique et caractérisation du complexe absorbant

Profondeur en cm	pH			Mat. organique			Bases échangeables me/100g					CEC me/100g	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH	C %	N ‰	MO %	Ca	Mg	Na	K	S	T	S/T
0-10	6,64	6,05	0,59	2,89		4,97	10,7	1,8	0,2	0,4	13,1	15,2	86
10-20	6,26	5,46	0,80	1,63		2,80	5,8	1,6	0,1	0,2	7,7	10,3	75
40-50	6,08	4,87	1,21	1,01		1,74	5,3	3,0	0,2	0,3	8,8	18,8	47
80-90	6,12	4,85	1,27	0,49		0,84	5,6	2,7	0,1	0,2	8,5	10,2	84
130-140	5,92	4,52	1,40				2,8	1,4	0,1	0,1	4,3	9,8	44
170-180	5,99	4,69	1,30				1,6	0,9	0,1	0,0	2,5	2,7	93

## Analyse triacide

Prof. cm	P. F. %	INS. %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ki
0-10	7,00	65,67	15,28	7,25	3,32	0,57	0,07	0,14	0,64	0,19	0,05	0,12	3,58
10-20	11,59	65,95	11,94	5,35	3,83	0,57	0,08	0,14	0,51	0,21	0,06	0,08	3,79
40-50	9,56	34,28	27,96	17,32	9,19	0,64	0,21	0,22	0,32	0,39	0,05	0,08	2,74
80-90	7,03	48,98	23,60	14,80	4,60	0,43	0,06	0,20	0,24	0,30	0,08	0,06	2,71
130-140	3,21	72,82	12,15	8,82	1,94	0,21	0,03	0,17	0,13	0,21	0,07	0,04	2,34
170-180	1,70	79,45	10,22	6,30	1,43	0,07	0,02	0,13	0,13	0,23	0,08	0,02	2,76

P. F. : perte au feu ; INS. : insolubles.

## Granulométrie, formes du fer

Prof. cm	Granulométrie					Fe CBD		Fe OXALATE		Fe EDTA	
	SG %	SF %	LG %	LF %	A %	‰	%/Tot.	‰	%/Tot.	‰	%/Tot.
0-10	35,7	30,7	8,6	7,1	17,9	12,2	52,5	3,2	13,9	0,0	0,1
10-20	35,3	29,7	8,2	7,6	19,2	14,0	52,2	3,6	13,2	0,0	0,0
40-50	22,1	16,7	5,9	7,9	47,4	38,2	59,3	3,2	5,0	0,0	0,0
80-90	29,4	20,2	7,8	12,5	30,1	15,7	48,7	2,0	6,1	0,0	0,0
130-140	41,2	28,4	8,2	8,1	14,0	5,8	42,6	1,6	11,5	0,0	0,0
170-180	53,9	24,7	7,0	6,6	7,8	4,1	41,4	1,4	14,3	0,0	0,0

## DESCRIPTION DU PROFIL C11Δ2 - SOL HYDROMORPHE A NIVEAU ARGILEUX COMPACT

0 - 10 cm	horizon A11; sec; brun foncé (7,5 YR 3/2 sec); humifère; pas d'éléments grossiers; structure massive associée à une structure polyédrique subanguleuse de 10 mm très nette; cohérent, plastique, non friable; texture limono-argilo-sableuse; poreux; très nombreuses racines fines et moyennes; transition ondulée en 2 cm.
10 - 35 cm	horizon A12; sec; brun foncé (7,5 YR 4/2 sec); humifère; pas d'éléments grossiers; structure massive associée à une structure polyédrique subanguleuse de 10 mm peu nette; cohérent, plastique, non fragile; texture argilo-sableuse; revêtements organiques (7,5 YR 3/2); nombreuses racines fines et moyennes; transition régulière en 5 cm.
35 - 55 cm	horizon B1; sec; brun jaunâtre foncé (10 YR 3/6 sec); apparemment non organique; 20 % d'éléments grossiers, gravillons ferrugineux et graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, non fragile; texture argileuse; fentes de 1 mm espacées de 10 cm; poreux; quelques racines; transition régulière en 5 cm.
55 - 85 cm	horizon B2; frais; brun foncé (7,5 YR 4/4 sec); apparemment non organique; éléments secondaires peu abondants, abondants à partir de 70 cm, oxydes et hydroxydes en nodules ferro-mangnésifères; 10 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, friable; texture argileuse; poreux; nombreuses racines fines; transition régulière en 5 cm.
85 - 120 cm	horizon B3; frais; brun foncé (10 YR 4/3 sec); nombreuses taches brunes (7,5 YR 5/8); apparemment non organique; éléments secondaires peu abondants, oxydes et hydroxydes en nodules ferrugineux; 20 % d'éléments grossiers, graviers de quartz; structure massive; cohérent, plastique, peu friable; texture argileuse; poreux; racines fines; transition ondulée en 2 cm.
120 - 145 cm	horizon BC; frais; brun grisâtre (10 YR 5/2 sec); nombreuses taches brunes (7,5 YR 5/8) liées aux éléments secondaires; apparemment non organique; éléments secondaires très abondants, oxydes et hydroxydes ferrugineux de forme diffuse; 50 % d'éléments grossiers, graviers et cailloux de quartz; structure massive; cohérent, plastique, peu friable; texture argileuse; poreux; peu de racines; transition irrégulière en 2 cm.
145 - 230 cm	horizon C, arène colmatée par de l'argile grise (10 YR 6/1); légèrement humide, non organique; 50 % d'éléments grossiers, graviers de quartz et feldspaths résiduels; structure massive; cohérent, plastique, peu friable; texture argileuse; poreux; pas de racines.
230 - 270 <sup>+</sup> cm	horizon C, arène de gneiss fin micacé, prélevé à la tarière; brun jaunâtre (10 YR 5/8).

## ANALYSES DU PROFIL C11Δ2

## pH, matière organique et caractérisation du complexe absorbant

Profondeur en cm	pH			Mat. organique			Bases échangeables me/100g					CEC me/100g	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH	C %	N ‰	MO %	Ca	Mg	Na	K	S	T	S/T
0-10	6,11	5,07	1,04	3,14		5,40	8,9	3,0	0,0	0,5	12,4	17,8	70
10-35	5,69	4,50	1,19	1,91		3,29	6,5	2,9	0,1	0,3	9,8	14,5	68
35-55	5,46	4,24	1,22	1,20		2,06	5,6	2,7	0,3	0,2	8,7	13,8	63
55-70	5,94	4,31	1,63	0,98		1,69	5,6	2,7	0,2	0,2	8,7	13,8	63
70-85	5,82	4,47	1,35	0,95		1,63	6,0	2,5	0,3	0,2	9,0	14,1	64
85-110	6,20	4,61	1,59	0,71		1,22	7,6	2,3	0,3	0,2	10,4	14,8	71
115-125	6,49	4,76	1,73				8,7	2,9	0,3	0,2	12,0	16,3	74
150	6,85	5,15	1,70				10,7	2,7	0,5	0,1	14,0	10,8	>100
230	8,16	6,16	2,00				7,0	8,0	1,4	0,2	16,5	16,0	>100
250	8,22	6,10	2,12				7,6	6,9	1,2	0,2	15,9	13,6	>100
310	8,54	6,55	1,99				7,0	6,3	1,1	0,1	14,5	12,6	>100

## Analyse triacide

Prof. cm	P. F. %	INS. %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ki
0-10	8,82	59,37	15,47	10,08	4,60	0,86	0,08	0,18	0,63	0,28	0,06	0,10	2,61
10-35	7,79	53,93	20,18	11,02	4,98	0,64	0,08	0,18	0,47	0,27	0,03	0,12	3,11
35-55	7,54	51,36	22,12	12,28	5,62	0,86	0,08	0,18	0,41	0,28	0,04	0,06	3,06
55-70	7,94	46,16	24,99	13,54	6,51	0,86	0,10	0,20	0,42	0,29	0,04	0,06	3,14
70-85	7,95	44,45	25,43	13,54	7,40	0,79	0,11	0,21	0,40	0,34	0,08	0,03	3,19
85-110	7,16	47,98	25,33	12,91	5,62	0,71	0,06	0,18	0,48	0,31	0,06	0,04	3,34
115-125	7,73	42,70	26,38	14,49	6,26	0,86	0,06	0,21	0,54	0,33	0,04	0,03	3,09
150	5,59	53,92	23,59	13,23	3,00	0,14	0,04	0,17	0,63	0,57	0,18	0,02	3,03
230	5,57	52,82	24,82	10,71	4,47	0,57	0,05	0,34	1,05	0,23	0,14	0,02	3,94
250	5,29	56,62	22,44	10,71	3,45	0,36	0,03	0,36	1,05	0,34	0,15	0,02	3,56
310	4,46	61,08	19,05	9,45	3,57	0,29	0,06	0,39	1,03	0,36	0,17	0,02	3,43

P. F. : perte au feu ; INS. : insolubles.

## Granulométrie, formes du fer

Prof. cm	Granulométrie					Fe CBD		Fe OXALATE		Fe EDTA	
	SG %	SF %	LG %	LF %	A %	‰	%/Tot.	‰	%/Tot.	‰	%/Tot.
0-10	28,6	26,6	7,8	7,3	29,7	15,6	48,5	3,6	11,5	0,0	0,1
10-35	26,5	24,4	7,4	6,3	35,4	18,3	52,4	3,5	10,1	0,0	0,0
35-55	24,1	21,7	6,8	7,1	40,4	21,6	54,9	3,1	7,8	0,0	0,0
55-70	24,2	19,3	6,3	6,9	43,3	25,0	55,0	3,0	6,6	0,0	0,0
70-85	23,8	19,9	6,9	7,9	41,6	31,1	60,0	3,0	5,7	0,0	0,0
85-110	24,1	19,5	6,7	8,9	40,8	17,8	45,3	2,7	6,9	0,0	0,0
115-125	21,7	17,0	6,2	8,8	46,3	17,7	40,4	1,7	3,8	0,0	0,0
-150-	28,6	20,1	10,0	16,5	24,9	6,6	31,3	1,1	5,2	0,0	0,0
-230-	18,2	23,9	11,8	16,5	29,6	10,3	32,7	0,8	2,6	0,0	0,0
-250-	17,2	27,8	12,9	19,6	22,4	6,3	26,1	0,8	3,3	0,0	0,0
-310-	27,5	25,7	12,7	18,1	16,0	5,6	22,3	0,6	2,2	0,0	0,0





# TABLES



# Liste des figures

Fig. 1	Grandes unités physiographiques et localisation des « sols rouges » en Inde.....	8
Fig. 2	L'Inde péninsulaire méridionale, carte hypsométrique et hydrographique .....	10
Fig. 3	Inde péninsulaire méridionale : carte géologique simplifiée.....	12
Fig. 4	Inde péninsulaire méridionale : structure géologique du socle .....	14
Fig. 5	Inde péninsulaire méridionale : pluviosité totale annuelle et diagrammes pluviométriques pour quelques stations.....	15
Fig. 6	Inde péninsulaire méridionale : contribution des pluies d'été (juin à septembre) à la pluviosité totale .....	16
Fig. 7	Variations de la température au cours de l'année pour trois stations du Deccan.....	17
Fig. 8	Variations de l'humidité relative au cours de l'année pour deux stations de la zone des «sols rouges» .....	17
Fig. 9	Inde péninsulaire méridionale : extension de la zone semi-aride.....	18
Fig. 10	Localisation des sites pour l'étude des « sols rouges » .....	21
Fig. 11	Esquisse géologique du sud du Karnataka et des régions limitrophes.....	24
Fig. 12	Le système morpho-climatique à l'ouest de la péninsule indienne.....	27
Fig. 13	Régimes pluviométriques pour les trois zones climatiques de la région étudiée.....	29
Fig. 14	Variations interannuelles de la pluviosité depuis le début du siècle pour quatre stations.....	30
Fig. 15	Schéma du bilan hydrique calculé le long du transect climatique au sud du Karnataka.....	31
Fig. 16	Profil de la végétation dans la forêt classée de Begur.....	34
Fig. 17	Schéma de la paroi est du puits GU01 .....	43
Fig. 18	Photo de la coupe du puits GU01 .....	43
Fig. 19	Schéma explicatif du fauchage des filons à "contre-pente".....	46
Fig. 20	Effet du gonflement d'une particule de biotite sur la morphologie de la porosité en fonction de l'orientation de la section observée.....	50
Fig. 21	Essai de reconstitution du plagioclase de la photo 16.....	56
Fig. 22	Profil GU01, granulométrie de la terre fine.....	63
Fig. 23	Profil GU01 : comparaison entre les résultats de l'analyse triacide et ceux de l'analyse granulométrique .....	67
Fig. 24	Profil GU01 : profil calcaire.....	68
Fig. 25	Profil GU01, horizons rubéfiés : courbes cumulatives de dissolution du fer, de l'aluminium et du silicium par la cinétique employant HCl 8N et NaOH 0,5N.....	73
Fig. 26	Profil GU01, nappe de gravats : courbes cumulatives de dissolution du fer, de l'aluminium et du silicium par la cinétique employant HCl 8N et NaOH 0,5N.....	74
Fig. 27	Profil GU01, nappe de gravats : comparaison des courbes cumulatives et des courbes de vi-	

	tesse de dissolution du fer par la cinétique employant HCl 8N et NaOH 0,5N en alternance et celle employant HCl 8N seul.....	75
Fig. 28	Profil GU01, arène du gneiss gris : courbes cumulatives de dissolution du fer, de l'aluminium et du silicium par la cinétique employant HCl 8N et NaOH 0,5N.....	76
Fig. 29	Profil GU01 : A - les différents compartiments du fer; B - taux de fer facilement extractible	77
Fig. 30	Représentation schématique du profil GU01 .....	79
Fig. 31	Schéma illustrant la constitution d'un encroûtement selon le processus qualifié "migration latérale externe" .....	82
Fig. 32	Diagrammes diffractométriques des tests de déferrification réalisés sur la fraction < 2 µm de différents types d'horizons des « sols rouges » du sud de l'Inde .....	87
Fig. 33	Profil GU01 : diagrammes diffractométriques réalisés sur la fraction < 2 µm des différents horizons.....	89
Fig. 34	Profil GU01 : diagrammes diffractométriques réalisés après saturation par le potassium et chauffage à 110°C sur la fraction < 2 µm des différents niveaux de l'arène .....	91
Fig. 35	Profil GU01, horizon B à 80 cm de profondeur : représentation, dans le plan formé par les deux premiers facteurs d'une ACP centrée, des analyses ponctuelles réalisées sur une population de particules argileuses .....	97
Fig. 36	Profil GU01, les différents stades d'altération des biotites dans le profil d'après l'interprétation de l'ACP centrée réalisée les données microanalytiques.....	105
Fig. 37	Profil GU01, nappe de gravats à 175 cm; A - golfes d'altération d'un plagioclase. B - altération déjà avancée d'une amphibole.....	107
Fig. 38	Profil GU01, interprétation d'ensemble des différentes analyses du profil à partir d'une ACP centrée sur les données du tableau X .....	112
Fig. 39	Représentation des différents horizons du profil GU01 dans le plan défini par le rapport Ki et le taux de fer libre (CBD).....	114
Fig. 40	Carte de localisation de la toposéquence de Gundlupet et de la carrière GU00 sur un extrait de fond topographique au 1/50 000 e.....	116
Fig. 41	Le glacis sur lequel est localisée la toposéquence de Gundlupet .....	116
Fig. 42	Fossés cloisonnés de bordure de parcelle .....	117
Fig. 43	Coupe de la toposéquence de Gundlupet et localisation des observations pédologiques .....	118
Fig. 44	Toposéquence de Gundlupet, courbes granulométriques cumulatives de la terre fine pour divers horizons à l'amont de la toposéquence.....	125
Fig. 45	Les différents horizons des profils de l'amont de la toposéquence représentés dans le plan défini par le rapport Ki et le taux de fer libre (CBD) .....	127
Fig. 46	Toposéquence de Gundlupet, diagrammes diffractométriques des argiles extraites des arènes de gneiss des différents profils de la toposéquence et de l'argile extraite de la partie inférieure de la nappe de gravats du profil GU00 (sur gneiss) .....	129
Fig. 47	Coupe de la toposéquence de Gundlupet.....	130
Fig. 48	Toposéquence de Gundlupet : coupe schématique interprétative .....	133
Fig. 49	Schéma de localisation des toposéquences et des points d'étude dans la région semi-aride de Gundlupet .....	136
Fig. 50	Coupe de la toposéquence de Somnathpur avec localisation des observations pédologiques ..	137
Fig. 51	Sols encroûtés de Somnathpur : diagrammes diffractométriques réalisés sur la fraction argileuse des différents horizons des profils AS04 et A10.....	143
Fig. 52	Profil A10 : morphologie en microscopie électronique de la smectite fibreuse prélevée au niveau de l'arène d'amphibolite à grain grossier à 200 cm.....	144
Fig. 53	Place des argiles de l'arène d'amphibolite du profil A10 dans un diagramme montrant les différentes possibilités de constitution de la maille des smectites di-octaédriques .....	145
Fig. 54	Toposéquence de Maddur .....	148
Fig. 55	A : Les différents horizons analysés dans la partie non colluviale de la toposéquence de Maddur représentés dans le plan défini par le rapport Ki et le taux de fer libre. B : Diagramme des	

	formes du fer pour le profil AT30.....	151
Fig. 56	Schéma montrant l'évolution possible d'un sol brun eutrophe en « sol rouge » typique.....	153
Fig. 57	Bloc-diagramme illustrant l'organisation morphopédologique des glacis de la zone semi-aride à Gundlupet .....	156
Fig. 58	Zone de transition climatique, carte générale de localisation des observations sur laquelle ont été portées les limites approximatives entre systèmes morphopédologiques .....	164
Fig. 59	Bloc-diagramme illustrant l'organisation morphopédologique de la première moitié de la zone de transition climatique .....	166
Fig. 60	Bloc-diagramme illustrant l'organisation morphopédologique de la seconde moitié de la zone de transition climatique .....	167
Fig. 61	Morphologie des différents types de « sols rouges » de la séquence climatique jusqu'au pôle ferrallitique représenté par le profil MUTA01.....	169
Fig. 62	pH des « sols rouges » de la séquence climatique .....	180
Fig. 63	Granulométrie des « sols rouges » de la séquence climatique.....	182
Fig. 64	Taux de saturation du complexe absorbant (S/T %) des « sols rouges » de la séquence climatique .....	183
Fig. 65	Rapport $K_i$ des « sols rouges » de la séquence climatique.....	184
Fig. 66	Les différentes formes du fer dans les « sols rouges » de la séquence climatique .....	185
Fig. 67	Taux de substitution moléculaire des oxydes de fer par l'aluminium dans les « sols rouges » de la séquence climatique .....	185
Fig. 68	Représentation des différents horizons des « sols rouges » de la séquence climatique et du profil ferrallitique MUTA01, dans le plan défini par le rapport $K_i$ et le taux de fer libre (CBD) .....	187
Fig. 69	« Sols rouges » de la séquence climatique : diagrammes diffractométriques réalisés sur les fractions inférieures à 2 $\mu$ m des différents horizons de trois profils.....	188
Fig. 70	« Sols rouges » de la séquence climatique : diagrammes diffractométriques réalisés sur les fractions inférieures à 2 $\mu$ m extraites des minéraux de la pegmatite, à 420 cm de profondeur, au niveau du profil B31.....	189
Fig. 71	Carte de localisation des différents sites de « sols rouges » retenus en Inde péninsulaire.....	212

## Liste des tableaux

Tableau	I	Composition des différents types de roches du sud du Karnataka d'après différentes sources	25
Tableau	II	Composition de quelques roches du site principal d'étude	26
Tableau	III	Profil GU01, analyses granulométriques : paramètres principaux des courbes cumulatives	64
Tableau	IV	Profil GU01 : densités apparentes des roches et arènes	64
Tableau	V	Profil GU01 : pH, matière organique, calcaire et état du complexe absorbant	65
Tableau	VI	Profil GU01 : résultats des analyses triacides sur la terre fine et des analyses totales d'une arène	66
Tableau	VII	Profil GU01 : résultats des analyses triacides de la fraction argileuse à 80 et 100 cm	68
Tableau	VIII	Profil GU01 : formes du fer, de l'aluminium et du silicium, résultats des différentes extractions	72
Tableau	IX	Profil GU01 : analyses réalisées sur les particules d'argile de l'horizon B à 60 cm	96
Tableau	X	Profil GU01 : résultats des analyses à la microsonde sur lames minces des différents horizons	99
Tableau	XI	Profil GU01 : caractéristiques analytiques (moyenne et écart type) de chaque groupe défini par l'ACP et correspondant à un stade d'altération des biotites	106
Tableau	XII	Toposéquence de Gundlupet; analyses granulométriques : paramètres principaux des courbes cumulatives de l'amont de la toposéquence	125
Tableau	XIII	Toposéquence de Gundlupet : pH, matière organique et état du complexe absorbant	126
Tableau	XIV	Profil GUIN : analyses totales et densités apparentes de la roche et de l'arène	127
Tableau	XV	Profil A10 : analyses réalisées sur les particules d'argile de l'arène à 200 cm	142
Tableau	XVI	Toposéquence de Maddur : pH, matière organique, calcaire et état du complexe absorbant de l'amont vers l'aval	150
Tableau	XVII	Valeurs de différents pH des horizons d'altération des profils de la séquence climatique	181
Tableau	XVIII	« Sols rouges » de la séquence climatique : éléments échangeables, CEC et éléments solubles à l'eau pour quelques horizons	183
Tableau	XIX	Profil B31 : résultats des analyses à la microsonde sur lame mince d'arène profonde	191
Tableau	XX	Profil B31 : résultats des analyses à la microsonde sur lames minces de l'arène à 320 cm et de l'horizon BC à 105 cm	193
Tableau	XXI	Caractéristiques de « sols rouges », situés en Inde péninsulaire, ailleurs que sur le plateau de Mysore	211
Tableau	XXII	Correspondance entre les sols observés en Inde péninsulaire et ceux observés en Angola par BOTELHO DA COSTA et AZEVEDO	216

## Liste des planches

Planche	I	Profil GU01, micromorphologie du gneiss gris et de l'arène profonde (450 cm).....	49
Planche	II	Profil GU01, micromorphologie de l'arène encroûtée à 200 cm.....	52
Planche	III	Profil GU01, micromorphologie de l'arène encroûtée à 200 cm (suite).....	53
Planche	IV	Profil GU01, micromorphologie de la zone de déstabilisation des filons à 185 cm.....	55
Planche	V	Profil GU01, micromorphologie de la zone de déstabilisation des filons à 175 cm.....	57
Planche	VI	Profil GU01, micromorphologie des rognons et nodules calcaires à 120 cm, altération des plagioclases.....	59
Planche	VII	Profil GU01, micromorphologie du « sol rouge » et des recouvrements termitiques...	61
Planche	VIII	Profil GU01, morphologie des particules argileuses extraites de différents horizons....	93
Planche	IX	Profil GU01, horizon B à 80 cm, morphologie et coupes ultraminces de quelques-unes des particules argileuses analysées.....	95
Planche	X	Profil GU01, aspects de l'encroûtement et relations encroûtement / silicates.....	102
Planche	XI	Profil GU01, morphologie de l'altération des biotites à différents niveaux de la coupe	103
Planche	XII	Toposéquence de Gundlupet, micromorphologie de l'arénisation des trois profils situés à l'amont.....	123
Planche	XIII	Profil AS07, aspects micromorphologiques de l'encroûtement .....	141
Planche	XIV	Zone de transition climatique, aspects micromorphologiques des altérites et des horizons B	174
Planche	XV	Zone de transition climatique, aspects de la "séricitisation" des feldspaths au niveau du profil B31 .....	193





# Table des matières

<b>Avant-propos .....</b>	<b>V</b>
<b>Introduction générale.....</b>	<b>1</b>

## *Première partie*

### **LE MILIEU NATUREL**

<b>Introduction .....</b>	<b>7</b>
---------------------------	----------

#### **Chapitre 1**

<b>Caractéristiques générales de l'Inde péninsulaire et répartition des « sols rouges » .....</b>	<b>9</b>
I — <i>Localisation géographique des « sols rouges » .....</i>	9
II — <i>Modèle général de l'Inde péninsulaire méridionale .....</i>	10
A - <i>Modèle général, hydrographie et hypsométrie .....</i>	10
B - <i>Hypothèses sur l'évolution du modèle - Place des « sols rouges ».....</i>	11
III — <i>Le cadre géologique .....</i>	12
A - <i>Généralités .....</i>	12
B - <i>Les grandes subdivisions du socle précambrien indien, conceptions récentes .....</i>	13
IV — <i>Les grands traits du climat actuel .....</i>	14
A - <i>Pluviosité .....</i>	15
B - <i>Température.....</i>	16
C - <i>Humidité relative .....</i>	17
D - <i>Définition de la zone semi-aride à l'échelle de l'Inde péninsulaire .....</i>	18
E - <i>Caractéristiques climatiques actuelles et répartition des sols.....</i>	19
V — <i>Les climats passés .....</i>	19
VI — <i>Végétation naturelle et action de l'homme.....</i>	20
VII — <i>Conclusion : choix des sites d'étude.....</i>	20

## Chapitre 2

<b>Caractéristiques particulières du sud du plateau de Mysore.....</b>	<b>23</b>
I — <i>Le socle précambrien du sud du Karnataka .....</i>	23
A - Les séries volcano-sédimentaires.....	24
B - Les gneiss.....	24
C - Les charnockites.....	26
D - Analyses des roches du site principal d'étude .....	26
II — <i>Particularités climatiques régionales .....</i>	26
A - Régimes pluviométriques.....	28
1.- Régimes pluviométriques de la zone semi-aride .....	28
2.- Régimes pluviométriques de la zone soumise à la mousson du sud-ouest.....	28
3.- Régimes pluviométriques de la zone de transition climatique.....	28
B - Approche du bilan hydrique .....	28
III — <i>Géomorphologie régionale .....</i>	32
A - Modelé de la zone semi-aride de Gundlupet .....	32
B - Modelé de la zone humide de Muthanga-Sultan's Battery .....	32
C - Modelé de la zone de transition climatique.....	33
D - Essai de reconstitution de l'histoire géomorphologique régionale.....	33
IV — <i>Végétation .....</i>	34
<b>Conclusions.....</b>	<b>35</b>

*Deuxième partie***«LES SOLS ROUGES» DE LA REGION DE GUNDLUPET**

<b>Introduction.....</b>	<b>39</b>
Chapitre 3	
<b>Etude pédologique du puits GU01 : morphologie et caractérisation physico-chimique globale .....</b>	<b>41</b>
I — <i>Description Morphologique .....</i>	41
A - L'ensemble inférieur - roches et arènes.....	42
1.- Les différentes roches .....	42
2.- Les arènes.....	44
B - L'ensemble médian - la nappe de gravats .....	44
1.- La zone de déstabilisation.....	44
2.- La nappe de gravats proprement dite.....	45
C - L'ensemble supérieur - le « sol rouge ».....	45
D - Interprétations : origine de la morphologie générale du profil .....	46
II — <i>Observations micromorphologiques .....</i>	47
A - Roches et arènes.....	47
1.- Etude pétrographique des roches du puits GU01 .....	47
2.- Etude des arènes du gneiss gris.....	48
B - Etude de la nappe de gravats.....	54
1.- La zone de déstabilisation des filons.....	54
2.- Les nodules et rognons calcaires de la nappe de gravats .....	58
C - Etude du « sol rouge ».....	58

1.- Les horizons B.....	60
2.- Les recouvrements termitiques.....	60
D - Interprétation d'ensemble de l'étude micromorphologique .....	62
III — <i>Analyses physico-chimiques classiques</i> .....	63
A - Granulométrie.....	63
1.- Les données.....	63
2.- Interprétations.....	64
B - Densité apparente.....	64
1.- Les données.....	64
2.- Interprétations.....	64
C - pH, matière organique, calcaire et complexe d'échange.....	65
1.- Les données.....	65
2.- Interprétations.....	65
D - Analyse triacide de la terre fine et analyse totale de l'arène profonde.....	66
1.- Les données.....	66
2.- Interprétations.....	66
E - Analyse triacide de la fraction argileuse à 80 et à 100 cm.....	67
F - Profil calcaire.....	68
1.- Les données.....	68
2.- Interprétations, origine du calcaire de l'encroûtement.....	69
G - Enseignements apportés par les analyses classiques .....	69
IV — <i>Etude des formes du fer, de l'aluminium et du silicium</i> .....	70
A - Techniques d'étude.....	70
1.- Méthodes employées .....	70
2.- Limites des méthodes employées .....	71
B - Résultats.....	71
1.- Ensemble supérieur : le « sol rouge » .....	71
2.- Ensemble médian : la nappe de gravats.....	74
3.- Ensemble inférieur : les arènes .....	76
C - Enseignements apportés par l'étude des différentes formes du fer, de l'aluminium et du silicium .....	77
1.- Fer libre, fer facilement extractible et rubéfaction.....	77
2.- Autres éléments.....	78
V — <i>Interprétations d'ensemble</i> .....	78
A - Essai d'interprétation du fonctionnement du profil .....	78
1.- Position du problème .....	78
2.- Aspect théorique .....	79
3.- Encroûtement et caractéristiques climatiques actuelles .....	80
4.- Bilan sommaire de l'encroûtement : importances relatives de l'encroûtement et des horizons supérieurs .....	80
5.- Nouvelle hypothèse pour expliquer l'encroûtement : la "migration latérale externe" du calcium .....	81
6.- Encroûtement et nappe de gravats.....	82
7.- Problème particulier du régime hydrique des arènes profondes .....	83
B.- Conclusions .....	83

## Chapitre 4

<b>Etude pédologique du puits GU01 : caractérisation détaillée de la fraction argileuse.....</b>	<b>85</b>
<i>Introduction.....</i>	85
I — <i>Analyses minéralogiques par diffractométrie des rayons X sur la fraction inférieure à 2 <math>\mu</math>m .....</i>	86
A - Choix d'un traitement de déferrification.....	86
1.- Méthodes testées .....	86
2.- Résultats des essais.....	86
3.- Interprétations.....	88
B - Evolution minéralogique de la fraction argileuse dans la coupe du puits GU01.....	88
1.- Les données de l'analyse standard .....	88
2.- Interprétations.....	90
3.- Caractérisation complémentaire des argiles de l'arène par des tests de refixation du potassium.....	90
II — <i>Observations complémentaires au microscope à transmission classique (MET)....</i>	92
A - Résultats .....	92
B - Commentaires .....	94
III — <i>Mise en évidence de l'interstratifié (7-14Sm) par étude au microscope à balayage en transmission (STEM).....</i>	94
A - Résultats .....	94
B - Interprétations.....	96
C - Conclusions.....	98
IV — <i>Observations complémentaires au MEB et analyses à la microsonde sur lames minces .....</i>	98
A - Formes de détail de l'encroûtement et rapports encroûtement-silicates.....	101
B - Etude de l'altération des biotites.....	101
1.- Les différents faciès d'altération .....	101
2.- Caractérisation de cette évolution à l'aide des microanalyses.....	104
3.- Commentaires .....	107
C - Etude de l'altération d'autres minéraux de la coupe.....	107
1.- Exploitation des analyses à la microsonde .....	107
2.- Commentaires .....	108
V — <i>Originalité du profil argileux de la coupe du puits GU01 .....</i>	108
A - Le profil argileux du puits GU01 par rapport aux résultats publiés sur la minéralogie des « sols rouges » en Inde .....	108
B - Le profil argileux du puits GU01 par rapport aux résultats obtenus dans d'autres pays tropicaux.....	110
1.- Minéraux gonflants des arènes.....	110
2.- Minéraux interstratifiés (7-14Sm) du solum.....	110
VI — <i>Comparaison entre les résultats de l'étude détaillée de la fraction argileuse du profil GU01 et les données de l'analyse globale.....</i>	111
VII — <i>Enseignements généraux apportées par l'étude des argiles du puits GU01 .....</i>	113

## Chapitre 5

<b>Les sols de la toposéquence de Gundlupet .....</b>	<b>115</b>
I — <i>Présentation générale de la toposéquence .....</i>	115
Découpage morphopédologique de la toposéquence .....	117
II — <i>Données concernant les profils de la toposéquence .....</i>	119
A - Présentation morphologique des profils .....	119
1.- Sols en "poches" au niveau du relief résiduel .....	119
2.- Profils rubéfiés du haut de la toposéquence .....	119
3.- Profils de la partie centrale de la toposéquence .....	121
4.- Profils du bas de la toposéquence .....	121
B - Aspects micromorphologiques de l'arénisation en haut de la toposéquence ..	122
1.- Arénisation au niveau du relief résiduel .....	122
2.- Arénisation au niveau des premiers « sols rouges » .....	124
C - Etude analytique et minéralogique .....	124
1.- Granulométrie .....	125
2.- pH, matière organique et complexe absorbant .....	126
3.- Analyses totales et mesures de densité apparente .....	126
4.- Analyses triacides et formes du fer .....	127
5.- Déterminations diffractométriques d'argile .....	128
III — <i>Interprétation de la toposéquence .....</i>	129
A - Processus d'altération .....	130
B - Phénomènes d'encroûtement calcaire .....	131
C - Morphodynamique .....	132
1.- Originalité des nappes de gravats à l'amont .....	132
2.- Le bas de pente : mise en évidence d'une alternance dissection / ac-	
cumulation .....	132
IV — <i>Synthèse : enseignements apportés par l'étude de la toposéquence de Gundlupet....</i>	132
V — <i>Conclusions .....</i>	134

## Chapitre 6

<b>Autres toposéquences et sols de la région de Gundlupet .....</b>	<b>135</b>
I — <i>Sols très encroûtés : la toposéquence de Somnathpur .....</i>	136
A - Etude morphologique des profils .....	137
1.- Profil au niveau de la crête d'amphibolite .....	137
2.- Profils à encroûtement calcaire du versant sur gneiss .....	138
3.- Profil dans les colluvions de bas de pente .....	139
4.- Profil à croûte calcaire du versant sur amphibolite .....	139
B - Aspects micromorphologiques de l'encroûtement et de ses rapports avec la	
roche .....	140
1.- Descriptions des lames minces du profil AS07 .....	140
2.- Interprétations .....	140
C - Caractérisation des argiles .....	142
1.- Données .....	142
2.- Interprétations .....	144
D - Interprétations d'ensemble .....	145
II — <i>Sols bruns des versants affectés par l'érosion : la toposéquence de Maddur .....</i>	146
A - Etude morphologique .....	146
1.- Description du profil AT30 .....	146

2.- Variations observées le long du versant.....	147
3.- Commentaires .....	147
B - Observations micromorphologiques .....	147
C - Caractérisation analytique des sols brun-eutrophes.....	147
1.- Analyses pédologiques classiques.....	147
2.- Analyses diffractométriques d'argile.....	152
D - Enseignements apportés par l'étude de la toposéquence de Maddur.....	152
III — <i>Résultats globaux apportés par l'étude des toposéquences de Somnathpur et de Maddur</i> .....	153
<b>Conclusions à l'étude des sols de la région de Gundlupet</b>	
I — <i>Organisation morphopédologique du paysage des glacis</i> .....	156
A - Organisation schématique d'un glacis typique.....	156
B - Interprétation : chronologie relative des événements qui ont marqué l'évolution des glacis.....	157
II — <i>Caractérisation générale de l'évolution et du fonctionnement des sols</i> .....	158
III — <i>Bilan et perspectives</i> .....	158

### Troisième partie

## LES « SOLS ROUGES » DE LA ZONE DE TRANSITION CLIMATIQUE AU SUD DU KARNATAKA

<b>Introduction</b> .....	163
<b>Chapitre 7</b>	
<b>« sols rouges » et systèmes morphopédologiques de la zone de transition climatique</b>	165
I — <i>Les systèmes morphopédologiques de la zone de transition</i> .....	165
A - Le système morphopédologique de la première moitié de la zone de transition	166
B - Le système morphopédologique de la seconde moitié de la zone de transition	167
II — <i>Description morphologique des « sols rouges »</i> .....	168
A - Les « sols rouges » de la première moitié de la zone de transition .....	168
B - Les « sols rouges » de la seconde moitié de la zone de transition.....	170
C - Les premiers sols ferrallitiques.....	171
D - Interprétations.....	173
III — <i>Etude micromorphologique des « sols rouges »</i> .....	173
A - Horizons d'altération .....	173
B - Horizons B.....	174
C - Interprétations.....	174
IV — <i>Bref aperçu sur les sols des versants</i> .....	176
A - Les sols bruns eutrophes.....	176
1.- Morphologie des profils.....	176
2.- Caractéristiques analytiques .....	176
B - Les sols bruns vertiques et les vertisols .....	176
1.- Morphologie des profils.....	176
2.- Caractéristiques analytiques .....	177



C - Les « sols rouges » à gravillons ferrugineux .....	177
1.- Morphologie des profils.....	177
2.- Caractéristiques analytiques.....	177
D - Les sols hydromorphes à niveau argileux compact.....	177
1.- Morphologie des profils.....	177
2.- Caractéristiques analytiques.....	178
V — Conclusions .....	178
 Chapitre 8	
<b>Caractérisation analytique des « sols rouges » de la climato-séquence</b>	
Introduction.....	179
I — Caractérisation analytique globale .....	180
A - Analyses pédologiques classiques.....	180
1.- pH et $\Delta$ pH.....	180
2.- Granulométrie .....	181
3.- Etat du complexe absorbant - Evolution du rapport S/T.....	182
4.- Rapport $K_i$ de l'analyse triacide.....	184
B - Etude des différentes formes du fer.....	184
1.- Données.....	184
2.- Commentaires.....	186
C - Enseignements apportés par l'étude analytique globale.....	186
II — Caractérisation des argiles.....	187
A - Les données de l'analyse diffractométrique.....	187
1.- Données globales acquises sur les différents profils.....	187
2.- Données sur l'altération profonde des micas et des feldspaths au niveau du profil B31 .....	189
3.- Commentaires.....	190
B - Caractérisation de la séricitisation au MEB (profil B31).....	190
1.- Rappel des données bibliographiques concernant la séricitisation..	190
2.- Exposé des faits.....	191
3.- Interprétations .....	194
4.- Originalité de la séricitisation observée dans les sols de la climato-séquence.....	195
C — Enseignements apportés par la caractérisation de la fraction argileuse .....	196
 <b>Conclusions à l'étude des sols de la zone de transition climatique</b>	
Synthèse des principaux résultats .....	198
A — Rupture importante au niveau du passage de la zone semi-aride à la zone de transition climatique.....	199
B — Evolution graduelle des caractéristiques pédologiques au sein de la zone de transition climatique.....	199
C — Différences relativement limitées entre les derniers profils de la zone de transition climatique et le domaine ferrallitique.....	199
D — Conclusion - Découpage pédologique de la zone de transition climatique...	200

*Quatrième partie***DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES****Chapitre 9****Discussion générale : pédogenèse des « sols rouges »**

<i>Introduction</i> .....	203
I — <i>Rôle des facteurs de la pédogenèse : rappel des principaux résultats acquis lors de l'étude des « sols rouges » du plateau de Mysore</i> .....	204
A.- Rôle du climat.....	204
B.- Rôle de la roche-mère.....	204
C.- Rôle de la durée : facteur temps.....	205
II — <i>Premières interprétations : les différents milieux de pédogenèse et les différents « sols rouges » au sud du plateau de Mysore</i> .....	205
A.- Caractérisation des différents milieux de pédogenèse .....	205
B.- Les « sols rouges » non lessivés, à profil calcaire différencié, des milieux drainant bien, mais confinés .....	206
1.- Morphologie des profils.....	206
2.- Processus pédogénétiques.....	206
3.- Critères d'identification des sols.....	207
4.- Classification / nomenclature.....	207
C.- Les « sols rouges » lessivés, décarbonatés, des milieux drainant bien et faiblement lixiviés.....	208
1.- Morphologie des profils.....	208
2.- Processus pédogénétiques.....	208
3.- Critères d'identification des sols.....	208
4.- Classification / nomenclature.....	208
C.- Commentaires - Perspectives.....	208
III — <i>La pédogenèse des « sols rouges » ailleurs en Inde péninsulaire : confrontation avec les premières interprétations</i> .....	209
A.- Caractéristiques des autres « sols rouges » pris en compte .....	209
1.- « Sols rouges » de la région de Coimbatore .....	210
2.- « Sols rouges » de l'intérieur du Tamil-Nadu à la latitude de Pondichéry.....	210
3.- « Sols rouges » de la région de Hyderabad .....	212
4.- « Sols rouges » du plateau de Chota Nagpur.....	213
B.- Convergences et divergences avec les « sols rouges » du plateau de Mysore .....	213
C.- Répartition des différents « sols rouges » en Inde péninsulaire : hypothèse climatique.....	214
1.- Rôle du climat.....	214
2.- Rôle de la lithologie .....	215
IV — <i>Comparaisons avec d'autres « sols rouges » ailleurs dans le monde</i> .....	215
A.- En Angola .....	215
B.- Au Nord-Cameroun.....	217
C.- Cas plus général des sols rouges méditerranéens .....	217
1.- Sols rouges méditerranéens sur roche carbonatée.....	217
2.- Sols rouges méditerranéens sur roche cristalline.....	217
V — <i>Conclusions : originalité de la pédogenèse fersiallitique en milieu tropicale</i> .....	218

<b>Conclusions Générales.....</b>	<b>221</b>
I — <i>Rôle primordial des facteurs climatiques dans l'existence et la répartition des sols fersiallitiques tropicaux en Inde.....</i>	<i>222</i>
II — <i>Processus originaux de la pédogenèse fersiallitique tropicale.....</i>	<i>222</i>
A.- Sols de la voie calcimorphe.....	222
B - Sols de la voie acide.....	223
III — <i>Apports méthodologiques.....</i>	<i>223</i>
IV — <i>Place des sols fersiallitiques dans la pédogenèse tropicale.....</i>	<i>223</i>
<b>Bibliographie.....</b>	<b>225</b>
<b>ANNEXES.....</b>	<b>239</b>
<b>Annexe I. Méthodes analytiques employées au laboratoire des sols de l'Institut Français de Pondichéry.....</b>	<b>241</b>
<b>Annexe II. Descriptions et analyses des profils de bas de pente de la zone de transition climatique.....</b>	<b>242</b>
<b>TABLES.....</b>	<b>255</b>
<b>Liste des figures.....</b>	<b>257</b>
<b>Liste des tableaux.....</b>	<b>260</b>
<b>Liste des planches.....</b>	<b>261</b>
<b>Table des matières.....</b>	<b>263</b>

